Journal of Water and Soil
https://jsw.um.ac.ir

Research Article
Vol. 37, No. 4, Sep.-Oct. 2023, p. 621-641

Spatial-Temporal Analysis of Cloudiness Across the Iran

A. Gholami[1]*, H. Mir Mousavi[2], M. Jalali[3], K. Raispour[4]

Received: 17-06-2023 Revised: 30-07-2023 Accepted: 08-08-2023 Available Online: 09-08-2023	**How to cite this article:** Gholami, A., Mir Mousavi, H., Jalali, M., & Raispour, K. (2023). Spatial-temporal analysis of cloudiness across the Iran. *Journal of Water and Soil, 37*(4), 621-641. (In Persian with English abstract). https://doi.org/10.22067/jsw.2023.82496.1285

Introduction

Clouds can be considered as one of the most complex and influential variables of the atmosphere system in forming of the climate structure of the earth. When the condensation process takes place at a higher altitude than the earth's surface, it creates clouds. Cloudiness represents the percentage of the atmosphere that is covered by clouds. Clouds, as one of the most complex variables of the climate system, besides changing the energy balance, are also effective in the spatial and temporal distribution of many climate variables. Clouds have a lot of temporal and spatial variability and can affect the climate through many complex relationships and affect the water cycle. The investigation of clouds holds great significance as they serve as the bridge between synoptic systems and the Earth's surface climatic conditions. Any alteration in cloud-related parameters can trigger a domino effect, influencing various other climatic variables. It's worth noting that Iran exhibits a lower average cloud cover of 26%, notably less than the global average of 50%. This places Iran in the category of countries with relatively minimal cloud cover.Hence, possessing insights into the atmospheric cloud cover conditions in Iran becomes imperative for early detection and management of hydroclimatic crises, particularly in the context of water scarcity and drought-related challenges.

Data and Methods

In the current research, the cloud data of 93 synoptic meteorological stations of Iran have been used in the daily time period during the statistical period of 1991-2021. The amount of cloudiness is an estimate of the nearest octa (eighth) and values 0 and 8 are completely clear and completely cloudy, respectively .In the present study, Kolmogorov-Smirnov, Anderson-Darling and Lilliefors test were used to determine the normality of the data at the 95% confidence level for annual, monthly and seasonal scales.

In the subsequent phase, we employed both parametric and nonparametric methods to discern trends within the cloudiness time series. The parametric approach involved a linear regression test based on the least squared error method, while the nonparametric method employed the Mann-Kendall test. These tests allowed us to identify data trends, accounting for both normal and non-normal distributions of cloudiness. Furthermore, we explored the interplay between cloud cover and spatial factors, namely latitude and longitude, employing Pearson's correlation coefficient. This analysis shed light on the relationships between these variables. Conclusively, we created a spatial distribution map depicting the extent of cloudiness across various stations. This mapping allowed us to dissect the temporal-spatial distribution of cloudiness, comprehend alterations in cloud cover, and investigate the contributing factors behind these changes.

Results and Discussion

The results of Normality Tests according to the Kolmogorov-Smirnov test showed that all the stations did not have a normal distribution however, during the other two tests, except Arak, Kashan, Sarakhs, Takab, Kahnuj, Ramhormoz and Ramsar, other stations had normal distribution. The tests to determine the trend based on the

1, 2, 3 and 4- Ph.D. Student, Associate Professor and Assistant Professors in Climatology, Department of Geography, University of Zanjan, Zanjan, Iran, respectively.
(*- Correspounding Author Email: gholami.ava97@znu.ac.ir)
DOI: 10.22067/jsw.2023.82496.1285

parametric linear regression test based on the least squares error method showed a decreasing trend in 44 stations and an increasing trend in 3 stations of Ardabil, Qom and Sarab. According to the non-parametric Mann-Kendall test, among the stations without normal distribution, Kahnuj, Ramhormoz and Sarakhs stations have a decreasing trend, and no special trend was observed in other stations. The relationship between the two factors of latitude and longitude with the cloudiness variable using the Pearson correlation coefficient indicates a negative relationship (-0.42) between the cloudiness variable and the longitude factor as the amount of cloudiness in Iran's atmosphere decreases with the increase of latitude. Hwoever, the relationship between cloudiness variable and latitude, a positive relationship (0.75) was obtained as the amount of cloudiness increases with the increase of latitude. The survey of the annual cloudiness map of the stations shows the highest amount of cloudiness is in the South, Southwest and East of Caspian Sea. The lowest amount of annual rainfall was in South and Southeast of Iran. The statistical analysis of annual cloudiness data in Iran showed that the amount of cloudiness in Iran is 27.5%. Examining the normal distribution of monthly and seasonal values indicates the non-normality of the data with the Kolmogorov-Smirnov test, but based on the Lilliefors and Anderson-Darling tests, the winter and spring seasons and the months of December, January, February, April and May had a normal distribution and the autumn and summer seasons and the months of June, July, August, September and October did not have normal distribution. Seasonal and monthly trend with linear regression method shows a decreasing trend in winter and spring seasons and cold months of the year. According to the Mann-Kendall method, there was a decreasing trend in the fall season and no significant trend was observed in the summer season.

Conclusion

The purpose of this research was to investigate the temporal and spatial changes of cloudiness in Iran. The results showed a decreasing trend in 47 stations and an increasing trend in only 3 stations and no significant trend was observed in other stations. Also, in monthly and seasonal scales results indicated a decreasing trend in all stations in the cold months of the year and winter, spring and autumn seasons. Examining the relationship between the spatial factors of longitude and latitude with the cloudiness variable using Pearson's correlation coefficient also indicates a negative correlation with longitude and a positive correlation with latitude, and this indicates a large spatial difference in the amount of cloudiness in the country. In general, it can be said that spatial factors (longitude and latitude) were internal factors in the spatial changes of clouds and climatic systems such as Siberian high pressure, sub-tropical high pressure, westerlies system and moisture from the seas of Oman, India and the Persian Gulf and sometimes the Red Sea as external factors were in the temporal changes of clouds. So, cloudiness was a variable that was directly related to other climate variables .Thus, cloud cover was a variable that was directly related to other climatic variables, and its decrease or increase causes the values of elements such as temperature, precipitation, and humidity to change. Therefore, studying this important climate variable and investigating its changes is very important and especially in the discussions of droughts and water crises, it has a special place.

Keywords: Cloud cover, Iran, Spatial-Temporal analysis, Trend

نشریه آب و خاک
https://jsw.um.ac.ir

مقاله پژوهشی
جلد ۳۷، شماره ۴، مهر-آبان ۱۴۰۲، ص. ۶۴۱-۶۲۱

تحلیل زمانی- مکانی ابرناکی در ایران

آوا غلامی[1]*- سید حسین میرموسوی[2]- مسعود جلالی[3]- کوهزاد رئیس پور[4]

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۳/۲۷
تاریخ بازنگری: ۱۴۰۲/۰۵/۰۸
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۵//۱۷

چکیده

ابرها را می‌توان به عنوان یکی از پیچیده‌ترین و تأثیرگذارترین متغیرهای دستگاه نیوار در شکل‌دهی ساختار اقلیمی کرۀ زمین به شمار آورد. بنابراین، هدف از این پژوهش، بررسی و تحلیل مقدار ابرناکی به لحاظ تغییرات زمانی و مکانی در ایران است که طی یک دورۀ ۳۱ ساله (۲۰۲۱-۱۹۹۱) برای تعداد ۹۳ ایستگاه در پهنۀ ایران به انجام رسیده است. بدین منظور داده‌های روزانۀ متغیر ابر از سازمان هواشناسی کشور دریافت گردید و پس از بررسی و پیش‌پردازش و تبدیل آنها به مقیاس‌های سالانه، ماهانه و فصلی، سطح نرمال بودن داده‌ها با آزمون‌های مختلف آماری از قبیل آزمون‌های کولموگروف-اسمیرنوف، لیلیفورس و اندرسون-دارلینگ بررسی شد. سپس براساس توزیع نرمال و غیرنرمال سری‌های زمانی ابرناکی جهت تشخیص روند داده‌ها از آزمون رگرسیون خطی بر اساس روش کمترین مربعات خطا و آزمون من-کندال در سطح اطمینان ۹۵ درصد استفاده شد. نتایج سالانه نشان داد تعداد ۵۰ ایستگاه دارای تغییرات معنادار بوده‌اند که جهت این تغییرات در ۴۷ ایستگاه، کاهشی و تنها در ۳ ایستگاه، افزایشی بوده است، در سایر ایستگاه‌ها هیچ روند معناداری مشاهده نگردید. نتایج ماهانه و فصلی نیز بیانگر روند کاهشی مقدار ابرناکی در ماه‌های سرد سال و فصل‌های زمستان و بهار و البته فصل پاییز است. همچنین ارتباط بین عوامل مکانی طول و عرض جغرافیایی با مقدار ابرناکی با استفاده از آزمون ضریب همبستگی پیرسون بررسی گردید که نتایج این آزمون بیانگر همبستگی منفی با طول جغرافیایی و همبستگی مثبت با عرض جغرافیایی است. سپس مقدار ابرناکی و توزیع آن در هر یک از مقیاس‌های مورد مطالعه (سالانه، ماهانه و فصلی) در پهنۀ ایران در قالب نقشه نمایش داده شد. بالاترین مقادیر سالانۀ ابرناکی در جنوب و جنوب‌غربی دریای خزر در ایستگاه‌های رشت، رامسر، بندر انزلی، نوشهر و بابلسر و بعد از آن در مناطق شمال‌غرب کشور در ایستگاه‌های اردبیل، اهر، تبریز، سراب و ماکو و کمترین مقدار در مناطق جنوب و جنوب‌شرق کشور است.

واژه‌های کلیدی: ابرناکی، ایران، تحلیل زمانی-مکانی، روند

مقدمه

وقتی که فرایند تراکم در ارتفاع بالاتر نسبت به سطح زمین صورت بگیرد، ابر را به وجود می‌آورد (Kavyani and Alijani, 2012). طبق دستورالعمل سازمان هواشناسی جهانی، ابر، توده‌ای از ذرات خیلی ریز آب یا بلورهای یخ یا ترکیبی از هر دو است که در بالای سطح زمین قرار گرفته و در یک مکان دیده‌بانی قابل مشاهده باشد. ابرناکی، به بخشی از نیوار که به وسیلۀ نوع ابر خاصی یا به وسیلۀ انواع ابرهای مختلف پوشیده شده باشد گفته می‌شود (WMO, 2008). ابرناکی یک متغیر عمدۀ اقلیمی است و به طور مستقیم با شار تابشی هم در بالای جو و هم در بالای سطح زمین ارتباط دارد که در عرض‌های معتدله در نتیجۀ اشباع در جو به وجود می‌آید و عمدتا به دلیل کم‌فشارهای جبهه ای یا سرمایش بی‌درروی محلی در ارتباط با جریان‌های همرفتی در شرایط ناپایدار جو رخ می‌دهد (Lolis, 2009). این متغیر نمایندۀ

۱، ۲، ۳ و ۴- به‌ترتیب دانشجوی دکتری، دانشیار و استادیاران آب و هواشناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران
(*-نویسنده مسئول: Email: gholami.ava97@znu.ac.ir)

DOI: 10.22067/jsw.2023.82496.1285

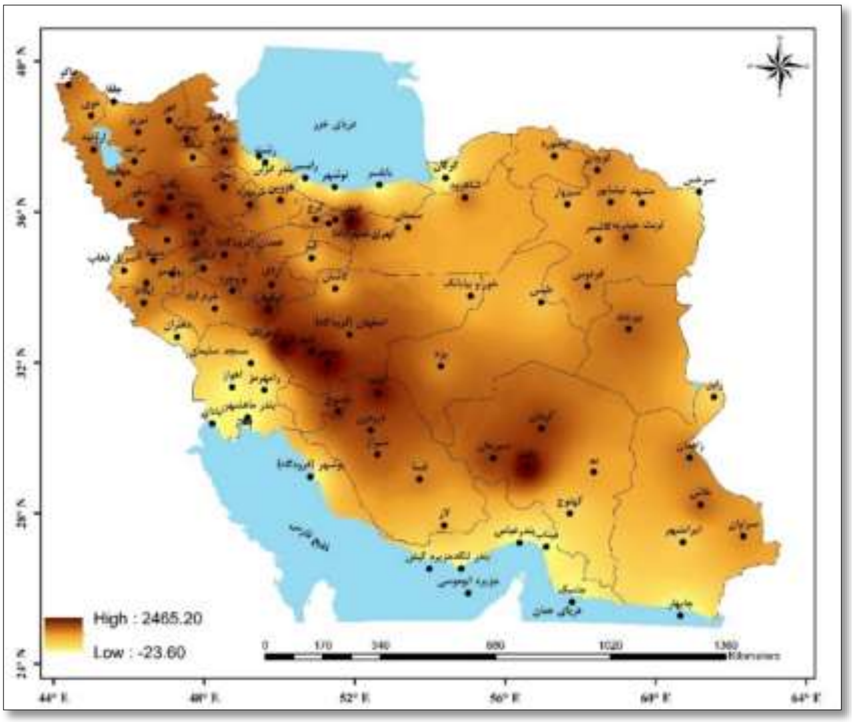
درصدی از آسمان است که پوشیده از ابر است. ابرها به عنوان یکی از پیچیده‌ترین متغیرهای سامانهٔ اقلیم، علاوه بر تغییر در بیلان انرژی، در توزیع زمانی و مکانی بسیاری از متغیرهای اقلیمی نیز موثر هستند (Rezaei and Ghavidel, 2016). همچنین اینکه ابرها تغییرپذیری زمانی و مکانی زیادی دارند و می‌توانند اقلیم را از طریق روابط پیچیدهٔ زیادی تحت تأثیر قرار داده و چرخهٔ آب را درگیر سازند (Schiffer and Rossow, 1983). مطالعهٔ ابرها به علت اینکه حد واسط بین سامانه های همدیدی و شرایط آب و هوای سطح زمین هستند، از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است و هر گونه تغییر در متغیرهای آن می‌تواند سرآغاز زنجیره‌ای از واکنش‌ها در دیگر متغیرهای اقلیمی گردد (Ahmadi *et al*., 2020). اهمیت و کاربرد تغییرات زمانی و مکانی مقدار پوشش ابرها می‌تواند در مباحثی مانند مکان‌یابی نیروگاه‌های خورشیدی، پیش بینی‌های آب و هوایی، مدل‌های هیدرولوژیکی، بهبود مدل‌های تغییر اقلیم و بارورسازی ابرها باشد. پدیدهٔ ابرناکی به عنوان یکی از مهم‌ترین مولفه‌های اقلیمی نقش موثری در شرایط اقلیمی و شرایط محیطی منطقه ایفا می‌کند. این پدیده به عنوان مقدمهٔ چرخهٔ هیدرولوژیکی و همچنین نقش موثر در بیلان انرژی سطح زمین، از نظر کم‌آبی و خشکسالی نیز حایز اهمیت فراوان می‌باشد. از همین‌رو، آگاهی از وضعیت ابرناکی جو ایران برای پیش‌آگاهی در مدیریت بحران مخاطرات هیدروکلیمایی بخصوص بحران کم‌آبی و خشکسالی بسیار حیاتی است (Ahmadi *et al*., 2018). با عنایت به اینکه میانگین ابرناکی ایران، ۲۶ درصد است که با توجه به میانگین جهانی (۵۰ درصد)، ایران کشوری کم‌ابر به شمار می‌آید (Masoudian and Kavyani, 2008). لذا اهمیت این پدیده در اقلیم کرهٔ زمین و نیز نقش آن در زندگی انسان موجب شده تا در سطح جهانی و ایران مطالعاتی را به خود اختصاص دهد.

در زمینهٔ مطالعاتی که در خارج از کشور انجام گرفته می‌توان به این تحقیقات اشاره کرد: اشنایدر (Schneider, 1972) با بررسی تاثیرات حاصل از تغییرات ابرناکی بر روی تابش و دمای سطح زمین اذعان نمود که در مطالعهٔ تغییرات ابرناکی ابتدا باید مقدار اولیهٔ این تغییرات بر روی تابش خالص مشخص شود. اورینگ و کلپ (Ohring and Clapp, 1980) با بررسی تاثیر مقادیر ابر بر روی تابش خالص در بالای جو متوجه نوسانات تابش خالص نسبت به تغییرات مقدار ابر در نتیجهٔ اثر آلبدوی ابرها شدند. استون و همکاران (Stone *et al*., 1989) و داتون و همکاران (Dutton *et al*., 1991) با مطالعهٔ تغییرات تابش خورشید، ابرناکی و دما در قطب جنوب متوجه ارتباط گرمایش سطح با افزایش تابش موج بلند متاثر از ابرناکی شدند. همچنین اوباکاما و همکاران (Abakumova *et al*., 1996) با بررسی تغییرات بلندمدت تابش، ابرناکی و دمای سطح متاثر از ابرناکی و آلودگی جو در شوروی سابق، وندلر و همکاران (Wendler *et al*., 2004) با بررسی تاثیرات آلبدو بر روی تابش خالص با افزایش مقدار پوشش ابر در مناطق یخی جنوبگان، روساک (Russak, 2009) با مطالعهٔ تغییرات تابش خورشید و تأثیر آن بر روند دمای ناشی از تغییرات ابرناکی در شهر استونی، کجنا و همکاران (Kejna *et al*., 2012) با مطالعهٔ تاثیر ابرناکی بر روی بیلان تابش خورشیدی، ژانگ و همکاران (Zhang *et al*., 2015) با مطالعهٔ تابش موج کوتاه خورشیدی در ارتباط با ابرناکی، پیرگو و همکاران (Pyrgou *et al*., 2019) با بررسی تغییرات دما در ارتباط با ابرناکی، کبیائو و همکاران (Kebiao *et al*., 2019) با بررسی مقدار ابرناکی جهانی با استفاده از داده‌های Modis، دانسو و همکاران (Danso *et al*., 2020) با مطالعهٔ شرایط ابرناکی و اثرات آن در غرب افریقا و کجنا و همکاران (Kejna *et al*., 2021) با بررسی تاثیر ابرناکی و گردش جوی بر بیلان تابش در منطقه‌ای در لهستان به نتایج مشابهی دست یافتند. در زمینهٔ مطالعات داخل کشور نیز که تقریبا از حدود یک دههٔ اخیر شروع شده و طی این مدت نیز مطالعاتی صورت گرفته می توان به این تحقیقات اشاره نمود: شرعی پور و بیدختی (Shariepour and Bidokhti, 2011) با سنجش داده‌های ابرناکی و تابش و ازن در اصفهان به این نتیجه رسیدند که پوشش ابری زیاد می‌تواند باعث کاهش شدید تابش فرابنفش خورشیدی روزانه در منطقهٔ مورد مطالعه گردد. علاوه بر این، پژوهشگرانی مانند موسوی بایگی و اشرف (Mousavi Baygi and Ashraf, 2011) کمترین میزان ابرناکی به منظور پهنه‌بندی نواحی پرتابش کشور، رسولی و همکاران (Rasouli *et al*., 2013) تغییرات زمانی و مکانی مقدار پوشش ابر و صحراییان و همکاران توزیع مکانی و زمانی مقدار ابرناکی در ایران (Sahraeyan *et al*., 2015) را مورد بررسی قرار داده‌اند، و در نهایت به این نتیجه رسیده‌اند که مقدار پوشش ابری دارای روندی کاهشی بوده است. همچنین معماریان و دامن‌افشان (Memarian and Daman Afshan, 2016) با ارزیابی مقدار ابرناکی در ایران، پیش‌بینی‌هایی برای پوشش ابر با استفاده از مدل میان‌مقیاس جوی انجام داده‌اند. براتی و همکاران (Barati *et al*., 2017) نیز به تحلیل روابط ابرناکی شبانه و رخداد شب‌های گرم در ایران مرکزی پرداختند. حجازی‌زاده و همکاران (Hejazizadeh *et al*., 2017) با استفاده از اثر همزمان مولفه‌های ابرناکی، توپوگرافی، رطوبت لایهٔ سطحی خاک و پوشش گیاهی به بررسی مقدار تغییرات زمانی- مکانی آلبدو در پهنهٔ ایران‌زمین پرداختند. احمدی و همکاران (Ahmadi *et al*., 2018) با مطالعهٔ روند تغییرات مکانی و زمانی سالانهٔ ابرناکی در ایران با استفاده از داده‌های مربوط به ابرناکی و بهره‌گیری از روش‌های مختلف زمین‌آمار به این نتیجه رسیدند که از شمال به جنوب و از غرب به شرق ایران، تعداد روزهای ابری کاهش می‌یابد و توزیع زمانی- مکانی روزهای ابری در کشور نیز تابع مولفه‌های مکان بویژه عرض جغرافیایی است. حاتمی بهمن بیگلو و موحدی (Hatami Bahmanbeiglou and Movahedi, 2018) با شناسایی فصلی و ماهانهٔ ابرناکی در ایران با بهره‌گیری از داده‌های فرآوردهٔ ابرسنجندهٔ Modis، قاسمی فر و همکاران (Ghasemifar *et*

al., 2018) با بررسی تغییرات فضایی- زمانی ابرناکی بر پایهٔ ویژگی-های جغرافیایی و داده‌های سنجش از دور در ایران، احمدی و همکاران (Ahmadi et al., 2019) با بررسی توزیع فضایی- زمانی پوشش ابر طی فصول مختلف سال در ایران، رئیس پور و رزمی (Raispour and Razmi, 2020) با مطالعهٔ توزیع مکانی و برآورد میانگین بلندمدت ابرناکی در مقیاس زمانی فصلی و ماهانه در محدودهٔ جغرافیایی جو ایران، احمدی و همکاران (Ahmadi et al., 2020) با بررسی تغییرات فصلی ابرهای مایع در گسترهٔ ایران مبتنی بر داده‌های سنجندهٔ Modis و احمدی و همکاران (Ahmadi et al., 2020) با تفکیک فصلی و سالانهٔ ابرهای مایع و یخی در ایران و ارتباط آنها با مولفه‌های جغرافیایی و بارش، متغیر ابرناکی را در ایران مورد مطالعه و بررسی قرار داده‌اند. در مجموع می‌توان گفت اگرچه تاکنون مطالعات متعددی بر روی ابر در ایران انجام شده ولی این مطالعات صرفا به بررسی جنبه‌هایی از ابر از جمله اثرات ابر بر روی تابش، دما یا بارش پرداخته‌اند و در برخی موارد این مطالعات شامل توضیح و طبقه‌بندی و بیان مشخصات فیزیکی انواع ابرها و یا بررسی تغییرات زمانی- مکانی ابر بصورت کلی بوده است. در این پژوهش با رویکردی متفاوت بویژه از جنبهٔ بحث عدم قطعیت در علم آب و هوا سعی بر آن شده است تا روند زمانی و مکانی ابرناکی در مناطق مختلف ایران مورد تحلیل قرار گیرد.

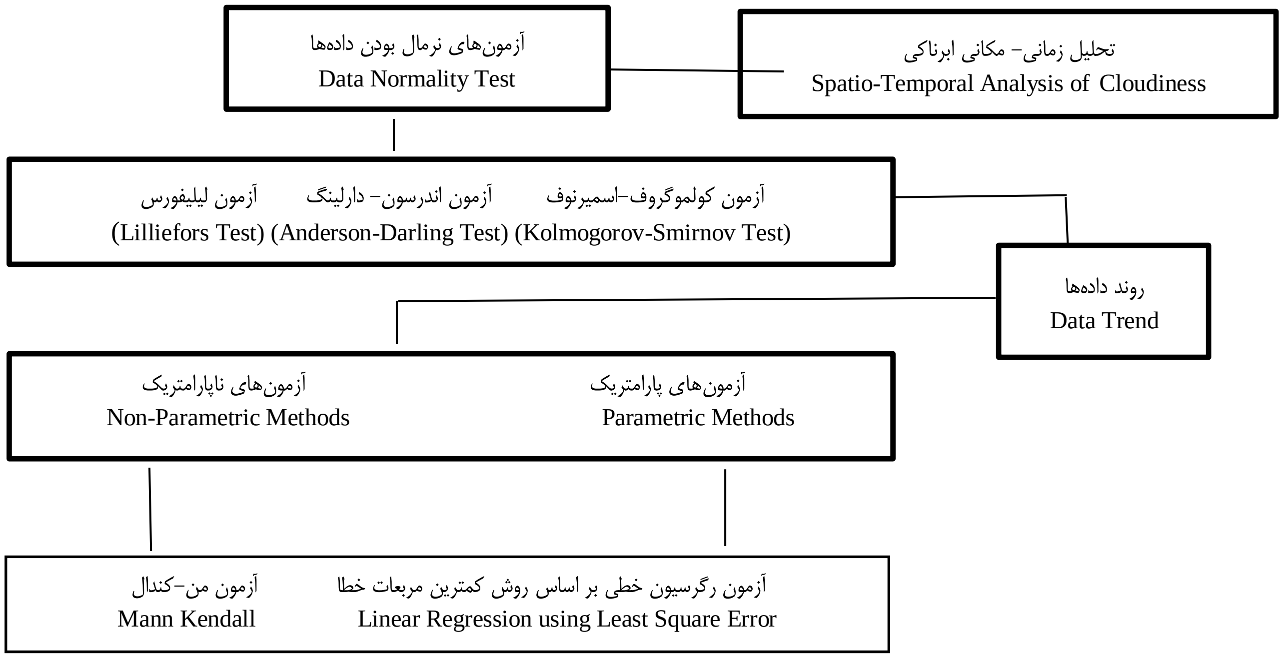
منطقهٔ مورد مطالعه

در این مطالعه، منطقهٔ مورد بررسی، کل ایران می‌باشد که با توجه به در دسترس بودن آمار مربوط به متغیر ابرناکی برای یک دورهٔ ۳۱ ساله در مجموع از ۹۳ ایستگاه سینوپتیک برای پهنهٔ ایران استفاده شده است. کشور ایران با وسعت ۱۶۴۸،۰۰۰ کیلومتر مربع بین عرض‌های ۰۳' °۲۵ الی ۴۷' °۳۹ شمالی و طول ۰۵' °۴۴ الی ۱۸' °۶۳ شرقی واقع شده و به لحاظ برخورداری از نوسانات شدید اقلیمی، بررسی متغیرهای آب و هوایی و عواملی که آنها را تحت کنترل دارند حائز اهمیت بسیار است (Fotouhi firoozabad and Malekinejad, 2020, Malekinejad et al., 2012). میانگین سالانهٔ دما در پهنهٔ کشور ایران با آهنگ ۱/۳۴ درجه سانتی‌گراد در هر سده دارای روند افزایشی است (Alipour et al., 2022)، و میانگین بلندمدت سالانهٔ بارش ایران طبق پایگاه دادهٔ شبکه‌ای بارش اسفزاری، ۲۵۰ میلی‌متر در سال برآورد شده است (Masoodian, 2022). همچنین در تحقیقی که رئیس‌پور و رزمی (Raispour and Razmi, 2020) طی دورهٔ آماری ۲۰۰۱-۲۰۱۹ با استفاده از داده‌های سنجندهٔ MISR با قدرت تفکیک مکانی °۰/۵ در °۰/۵ انجام داده‌اند میانگین ابرناکی در کل کشور را ۲۵ درصد برآورد کرده‌اند. موقعیت ایستگاه‌های مورد مطالعه در شکل ۱ نشان داده شده است.



شکل ۱- پراکنش مکانی ایستگاه‌های سینوپتیک مورد مطالعه

Figure 1- Spatial distribution of studied synoptic stations



نمای کلی بررسی داده‌ها و فرآیند تحقیق (Overview of data review and research process)

داده‌ها و روش‌ها

در این پژوهش از داده‌های ابرناکی برگرفته از ۹۳ ایستگاه هواشناسی سینوپتیک در ایران در بازۀ زمانی روزانه طی دورۀ آماری ۲۰۲۱- ۱۹۹۱ استفاده شده است. مقدار ابرناکی برآوردی از نزدیک‌ترین اکتا[1] (هشتم) می‌باشد و به استثنای مقادیر ۰ و ۸ که به ترتیب به مفهوم کاملا پاک و کاملا ابری می‌باشد مقدار ابرناکی را با نماد یک‌دهم و یک‌هشتم مقایسه می‌کنند (WMO, 2008). برای وضعیت ابری از شش‌دهم تا نه‌دهم مقدار ابرناکی را در نظر می‌گیرند (Sharifan and Hezarjaribi, 2013). از آنجا که پدیده‌های طبیعی را نمی‌توان به طور قطع پیش بینی کرد (Latif, 2011) و عدم قطعیت، اساس آمار توصیفی و استنباطی است (Wilks, 2019) و از آنجایی که عدم قطعیت حقیقتی در بکارگیری مدل‌ها (Asakereh, 2009) و عاملی کلیدی در شکل دهی به سیاست‌های اقلیمی است (Mehta *et al.*, 2019) بنابراین، در این تحقیق ابتدا جهت تشخیص نرمال بودن داده‌ها در سطح اطمینان ۹۵ درصد برای مقیاس‌های سالانه، ماهانه و فصلی، آزمون‌های کولموگروف–اسمیرنوف[2]، اندرسون–دارلینگ[3] و لیلیفورس[4] (Panahi Jing Lin Asamoah and Ansah-Mensah, 2020, *et al.*, 2021, *et al.*, 2020) به کار گرفته شد. در مرحلۀ بعد برای تشخیص روند داده‌ها براساس توزیع نرمال و غیرنرمال سری‌های زمانی ابرناکی از آزمون رگرسیون خطی بر اساس روش کمترین مربعات خطا[5] (روش های پارامتریک) (Asakereh and Ashrafi, 2023, DelSole and Tippett, 2022) و آزمون من–کندال[6] (روش‌های ناپارامتریک) (Tali *et al.*, 2021, Mirmousavi *et al.*, 2022) استفاده شد. همچنین به منظور بررسی ارتباط بین عوامل مکانی (طول و عرض جغرافیایی) با مقدار ابرناکی، (Asakereh *et al.*, 2021) ضریب همبستگی پیرسون[7] (Zarfeshani and Jahangir, 2021, Frotan and Zeynali, 2023) به کار برده شد. در نهایت با ترسیم پراکنش فضایی مقدار ابرناکی ایستگاه‌ها در قالب نقشه، نحوۀ پراکنش زمانی- مکانی ابرناکی و همچنین تغییرات پوشش ابر و عوامل تاثیرگذار بر این تغییرات مورد تحلیل و بررسی قرار گرفت.

نتایج و بحث

آزمون داده‌ها و تعیین روند در مقیاس سالانه

در پژوهش حاضر ابتدا نرمال بودن مقادیر ابرناکی مجموع ایستگاه های مورد مطالعه به روش‌های کولموگروف–اسمیرنوف، لیلیفورس و اندرسون–دارلینگ مورد آزمون قرار گرفت (جدول ۱). همانطور که در جدول ۱ نیز مشاهده می‌گردد تمام ایستگاه‌ها طبق آزمون کولموگروف–

1- Octa
2- Kolmogorov-Smirnov Test
3- Anderson-Darling Test
4- Lilliefors Test

5- Linear Regression using Least Square Error Method
6- Mann-Kendall
7- Pearson Correlation

اسمیرنوف فاقد توزیع نرمال بودند اما با دو آزمون دیگر، تمامی ایستگاه-های مورد مطالعه بجز ایستگاه‌های اراک، کاشان، سرخس، تکاب، کهنوج، رامهرمز و رامسر از توزیع نرمال برخوردار بودند. سپس روند داده‌های نرمال با آزمون پارامتریک رگرسیون خطی بر اساس روش کمترین مربعات خطا و روند داده‌های غیرنرمال با آزمون ناپارامتریک من–کندال بررسی شد. بر اساس نتایج (جدول‌های ۲ و ۳) حاصل از روش رگرسیون خطی مبتنی بر کمترین مربعات خطا، ۴۴ ایستگاه دارای روند کاهشی و ۳ ایستگاه اردبیل، قم و سراب دارای روند افزایشی بودند و در سایر ایستگاه‌ها هیچ روند مشخصی مشاهده نگردید. همچنین طبق آزمون ناپارامتریک من–کندال از بین ایستگاه‌های فاقد توزیع نرمال، ایستگاه‌های کهنوج، رامهرمز و سرخس دارای روند کاهشی و در سایر ایستگاه‌ها روندی مشاهده نگردید.

جدول ۱- نتایج آزمون‌های کولموگروف–اسمیرنوف (Kolmogorov Smirnov)، اندرسون–دارلینگ (Anderson Darling) و لیلیفورس (Lilliefors) برای داده‌های سالانهٔ ابرناکی (سطح اطمینان ۹۵٪) (خطوط ممتد _____ : غیرنرمال و N: نرمال)

Table 1- The results of normality tests: ks, ad and lilliefors for annual cloudiness data (significance level: 95%) (None-normal: solid lines and N: Normal)

نام ایستگاه Station Name	KS	AD	Lillie	نام ایستگاه Station Name	KS	AD	Lillie
آبادان Abadan	———	N	N	دهلران Dehloran	———	N	N
آباده Abadeh	———	N	N	درودزن Dorudzan	———	N	N
آبعلی Abali	———	N	N	اصفهان Esfahan	———	N	N
ابوموسی Abu Musa	———	N	N	اسلام‌آبادغرب Eslamabad Gharb	———	N	N
اهر Ahar	———	N	N	فسا Fasa	———	N	N
اهواز Ahvaz	———	N	N	فردوس Ferdows	———	N	N
الیگودرز Aligudarz	———	N	N	گرگان Gorgan	———	N	N
اراک Arak	———	N	———	همدان Hamedan	———	N	N
اردبیل Ardebil	———	N	N	ایلام Ilam	———	N	N
بابلسر Babolsar	———	N	N	ایرانشهر Iranshahr	———	N	N
بافت Baft	———	N	N	جاسک Jask	———	N	N
بم Bam	———	N	N	جلفا Jolfa	———	N	N
بندرعباس Bandar Abbas	———	N	N	کهنوج Kahnuj	———	———	N
بندرماهشهر Bandar Mahshahr	———	N	N	کنگاور Kangavar	———	N	N
بندرلنگه Bandar Lengeh	———	N	N	کاشان Kashan	———	———	———
بیجار Bijar	———	N	N	کرج Karaj	———	N	N

ادامه جدول ۱- نتایج آزمون‌های کولموگروف-اسمیرنوف (Kolmogorov Smirnov)، اندرسون-دارلینگ (Anderson Darling) و لیلیفورس (Lilliefors) برای داده‌های سالانهٔ ابرناکی (سطح اطمینان ۹۵٪) (خطوط ممتد_____ : غیرنرمال و N: نرمال)

Table 1- The results of normality tests: ks, ad and lilliefors for annual cloudiness data (Significance level: 95%) (None-normal: solid lines and N: Normal)

Lillie	AD	KS	نام ایستگاه Station Name	Lillie	AD	KS	نام ایستگاه Station Name
N	N	———	کاشمر Kashmar	N	N	———	بیرجند Birjand
N	N	———	کرمان Kerman	N	N	———	بجنورد Bojnord
N	N	———	کرمانشاه Kermanshah	N	N	———	بروجن Boroujen
N	N	———	خلخال Khalkhal	N	N	———	بروجرد Borujerd
N	N	———	خاش Khash	N	N	———	بوشهر Bushehr
N	N	———	خرم‌آباد Khorramabad	N	N	———	چابهار Chabahr
N	N	———	خرمدره Khorramdarre	N	N	———	بندرانزلی Bandr Anzali
N	N	———	سبزوار Sabzevar	N	N	———	خوی Khoy
N	N	———	سنندج Sanandaj	N	N	———	خوروبیابانک Khur - Biabanak
N	N	———	سقز Saqqez	N	N	———	کیش Kish
N	N	———	سراب Sarab	N	N	———	کوهرنگ Kuhrang
———	———	———	سرخس Sarakhs	N	N	———	لار Lar
N	N	———	سراوان Saravan	N	N	———	مهاباد Mahabad
N	N	———	سرپل‌ذهاب Sarpol Zahab	N	N	———	ماکو Maku
N	N	———	سمنان Semnan	N	N	———	مراغه Maragheh
N	N	———	شهرکرد Shahr Kord	N	N	———	مشهد Mashhad
N	N	———	شاهرود Shahrud	N	N	———	مسجدسلیمان Masjed Soleyman
N	N	———	شیراز Shiraz	N	N	———	میانه Mianeh
N	N	———	سیرجان Sirjan	N	N	———	میناب Minab
N	N	———	طبس Tabas	N	N	———	نیشابور Neyshabur
N	N	———	تبریز Tabriz	N	N	———	نوشهر Nowshahr
———	———	———	تکاب Takab	N	N	———	ارومیه Orumiyeh

ادامه جدول ۱- نتایج آزمون‌های کولموگروف-اسمیرنوف (Kolmogorov Smirnov)، اندرسون-دارلینگ (Anderson Darling) و لیلیفورس (Lilliefors) برای داده‌های سالانهٔ ابرناکی (سطح اطمینان ۹۵٪) (خطوط ممتد_____ : غیرنرمال و N: نرمال)

Table 1- The results of normality tests: ks, ad and lilliefors for annual cloudiness data (Significance level: 95%) (None-normal: solid lines and N: Normal)

Lillie	AD	KS	نام ایستگاه Station Name	Lillie	AD	KS	نام ایستگاه Station Name
N	N	———	مهرآباد MehrAbad	N	N	———	قزوین Qazvin
N	N	———	شمیرانات Shemiranat	N	N	———	قم Qom
N	N	———	تربت حیدریه Torbat Heydarieh	N	N	———	قروه Qorveh
N	N	———	یاسوج Yasuj	N	N	———	قوچان Quchan
N	N	———	یزد Yazd	———	———	———	رامهرمز Ramhormoz
N	N	———	زابل Zabol	N	N	———	رامسر Ramsar
N	N	———	زاهدان Zahedan	N	N	———	رشت Rasht
N	N	———	زنجان Zanjan	N	N	———	روانسر Ravansar
				N	N	———	زرینه Zarineh

جدول ۲- نتایج آزمون من-کندال برای داده‌های سالانهٔ ابرناکی (سطح اطمینان ۹۵٪)

Table 2- The results of mann-kendall test for annual cloudiness data (Significance level: 95%)

فاقد روند No Trend	روند کاهشی معنادار Decreasing Trend
اراک Arak	رامهرمز Ramhormoz
تکاب Takab	سرخس Sarakhs
رامسر Ramsar	کهنوج Kahnuj
کاشان Kashan	

تحلیل مکانی مقدار سالانهٔ ابرناکی

در تحلیل مکانی متغیرهای اقلیمی دو عامل طول و عرض جغرافیایی دخالت دارند (Asakereh, 2004). ارتباط بین دو عامل طول و عرض جغرافیایی با متغیر ابرناکی با استفاده از ضریب همبستگی پیرسون بررسی گردید. نتایج، گویای رابطه‌ای منفی (۰/۴۲-) بین متغیر ابرناکی و عامل طول جغرافیایی است بطوری که با افزایش طول جغرافیایی از مقدار ابرناکی نیوار ایران کاسته می‌گردد یعنی هر چه از غرب به طرف شرق ایران حرکت کنیم مقدار ابرناکی کاهش می‌یابد، بنابراین هرچه طول جغرافیایی افزایش می‌یابد از مقدار ابرناکی نیوار ایران کاسته می‌شود. از آنجایی که مسیر ورود سامانه‌های باران‌زا و سامانه‌هایی که حامل رطوبت هستند از سمت غرب کشور است و بنابراین چون عواملی مانند عوامل سینوپتیکی همچون پرفشار جنب حاره‌ای اجازه ورود این سامانه‌های رطوبتی را به مرکز و شرق ایران نمی‌دهند و همچنین بدین دلیل که با عبور از مناطق غربی و حرکت به سمت شرق کشور، بدلیل خشک و بیابانی بودن مرکز ایران، رطوبت حاصل از این سامانه‌های ورودی تخلیه می‌گردد به همین دلیل عموما در امتداد طول جغرافیایی در ایران از مقدار ابرناکی کاسته می‌شود.

جدول ۳- نتایج آزمون رگرسیون خطی مبتنی بر کمترین مربعات خطا برای داده‌های سالانهٔ ابرناکی (سطح اطمینان ۹۵٪)

Table 3- The results of linear regression using least square error method for annual cloudiness data (Significance Level: 95%)

فاقد روند No Trend	فاقد روند No Trend	روند افزایشی معنادار Increasing Trend	روند کاهشی معنادار Decreasing Trend	روند کاهشی معنادار Decreasing Trend
نوشهر Nowshahr	آبعلی Abali	اردبیل Ardebil	خاش Khash	آبادان Abadan
ارومیه Orumiyeh	اهر Ahar	سراب Sarab	خرم‌آباد Khorramabad	آباده Abadeh
رشت Rasht	الیگودرز Aligudarz	قم Qom	خرمدره Khorramdarre	خلخال Khalkhal
سنندج Sanandaj	خوی Khoy		خوروبیابانک Khur - Biabanak	ابوموسی Abu Musa
سقز Saqqez	بافت Baft		کیش Kish	اهواز Ahvaz
سرپل ذهاب Sarpol Zahab	بم Bam		کوهرنگ Kuhrang	لار Lar
سمنان Semnan	بندرعباس Bandr Abbas		مشهد Mashhad	بابلسر Babolsar
شهرکرد Shahr Kord	بندرانزلی Bandar Anzali		مسجدسلیمان Masjed Soleyman	بندرماهشهر Bandar Mahshahr
میانه Mianeh	بیرجند Birjand		میناب Minab	بندرلنگه Bandar Lengeh
سیرجان Sirjan	بجنورد Bojnord		نیشابور Neyshabur	بیجار Bijar
تبریز Tabriz	چابهار Chabahar		قزوین Qazvin	بروجن Boroujen
یزد Yazd	اسلام‌آبادغرب Eslamabad Gharb		قروه Qorveh	بروجرد Borujerd
زاهدان Zahedan	فسا Fasa		قوچان Quchan	بوشهر Bushehr
زنجان Zanjan	همدان Hamedan		روانسر Ravansar	دهلران Dehloran
شاهرود Shahrud	ایرانشهر Iranshahr		سبزوار Sabzevar	درودزن Dorudzan
مهرآباد MehrAbad	جلفا Jolfa		سراوان Saravan	اصفهان Esfahan
شمیرانات Shemiranat	تربت حیدریه Torbat Heydarieh		شیراز Shiraz	فردوس Ferdows
	کرمان Kerman		طبس Tabas	گرگان Gotgan
	کرمانشاه Kermanshah		یاسوج Yasuj	ایلام Ilam
	مهاباد Mahabad		کرج Karaj	جاسک Jask
	ماکو Maku		زابل Zabol	کنگاور Kangavar
	مراغه Maragheh		زرینه Zarineh	کاشمر Kashmar

اما ارتباط بین متغیر ابرناکی با عرض جغرافیایی، رابطه‌ای مثبت (۰/۷۵) به دست آمد چنانکه با افزایش عرض جغرافیایی بر مقدار ابرناکی افزوده می‌گردد. بنابراین می‌توان گفت عامل عرض جغرافیایی نقشی پررنگ در مقدار ابرناکی نیوار ایران دارد چرا که عرض‌های پایین‌تر

تقریبا در اغلب ایام سال تحت سیطرهٔ پرفشار جنب‌حاره هستند در حالی که مناطقی که در عرض‌های جغرافیایی بالاتر قرار دارند چون کمتر تحت تاثیر این پرفشار هستند بنابراین شرایط برای ورود توده‌هایی که وارد ایران می‌شوند و با خود رطوبت را به همراه دارند مساعدتر است و به همین خاطر در عرض‌های جغرافیایی بالاتر مقدار ابرناکی بیشتر است. همچنین در ایام سرد سال موج‌های کوتاه جوی مدام وارد ایران شده و سبب ناپایداری و ایجاد ابر و باران می‌شوند. تعداد این موج‌ها از شمال به جنوب و از غرب به شرق کم می‌شود و کمترین مقدار آنها در جنوب‌شرق می‌باشند، چرا که بادهای غربی کمتر به این منطقه نفوذ می‌کنند (Alijani, 2016).

توزیع سالانهٔ مقدار ابرناکی

از آنجایی که ابرناکی و رطوبت بارزترین و غالب‌ترین ویژگی آب و هوایی در نوار شمالی ایران است (Masoodian, 2003) نقشهٔ سالانهٔ مقدار ابرناکی (شکل ۲) نیز نشان‌دهندهٔ بالاترین مقادیر ابرناکی در حوالی سواحل دریای خزر و در ایستگاه‌های رشت، رامسر، بندر انزلی، نوشهر و بابلسر و سپس در ایستگاه‌های گرگان، اردبیل، اهر، تبریز، سراب و ماکو است. در ایام سرد سال نیز این مناطق محل عبور چرخندهای مهاجر غربی هستند (Rasouli *et al*., 2013). حتی در فصل تابستان به علت اینکه رودباد جنب‌حاره‌ای در امتداد رشته کوه‌های البرز مستقر می‌شود اما باز هم این نواحی تحت نفوذ بادهای غربی هستند و در نتیجه شرایط برای افزایش مقدار ابرناکی نسبت به دیگر مناطق ایران مساعدتر است (Fallahi Khoshji, *et al*., 2017). اما با حرکت به سمت جنوب کشور از مقدار و تعداد روزهای ابری کاسته شده به طوری که می‌توان گفت در ایام گرم سال بیش از نیمی از کشور روزهای بدون ابر را تجربه می‌کند. این نواحی با توجه به اینکه کمتر در معرض سامانه‌های مرطوب غربی قرار دارند و گاها متاثر از منابع رطوبتی خلیج فارس، توده‌های سودانی و اقیانوس هند هستند (Alijani, 2016) از مقدار ابرناکی کمتری برخوردارند به طوری که کمترین مقدار ابرناکی سالانه در ایستگاه‌های کهنوج، سراوان، زابل، بندر لنگه، جاسک، جزایر کیش و ابوموسی، ایرانشهر، خاش، زاهدان و میناب بوده است. بررسی آماری داده‌های ابرناکی سالانه در کشور ایران نشان داد، مقدار ابرناکی در ایران ۲۷/۵ درصد است.

در مطالعاتی که توسط (Raispour and Razmi, 2020, Masoudian and Kavyani, 2008) نیز انجام شده است مقدار ابرناکی را ۲۶ و ۲۵ درصد برآورد نموده‌اند. به نظر می‌رسد که این تفاوت ناچیز می‌تواند به دلیل تفاوت در طول دوره‌های آماری و نوع داده‌های مورد استفاده باشد.

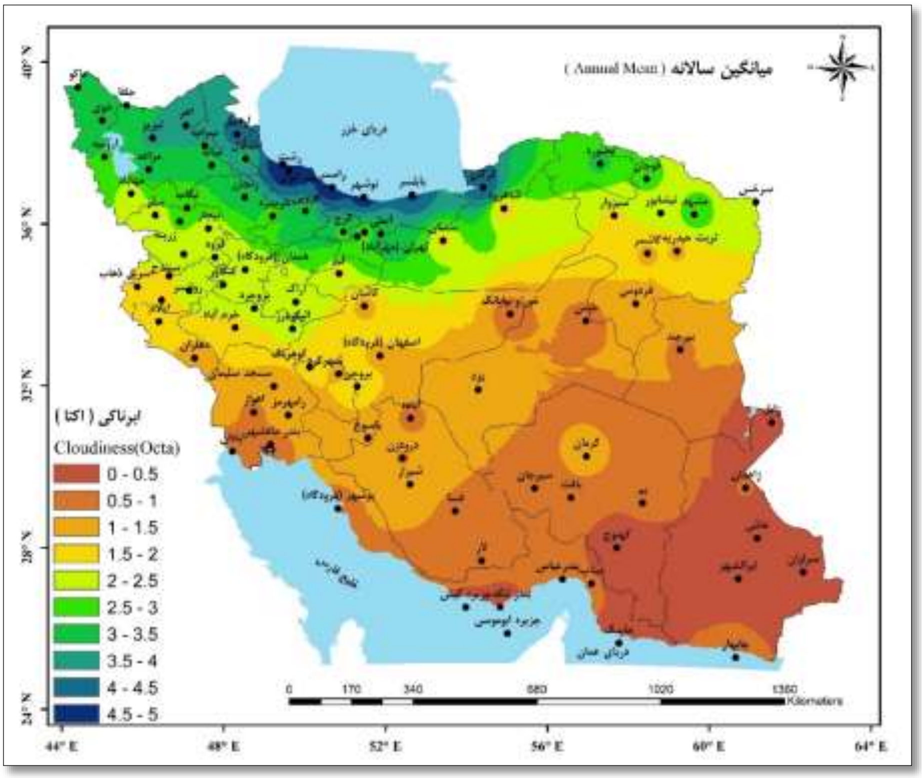
آزمون داده‌ها و تعیین روند در مقیاس‌های ماهانه و فصلی

سطح نرمال بودن مقادیر ماهانهٔ ایستگاه‌های مطالعاتی به روش های کولموگروف–اسمیرنوف، لیلیفورس و اندرسون–دارلینگ در سطح اطمینان ۹۵ درصد مورد آزمون قرار گرفت (که به دلیل حجم زیاد اطلاعات جداول، از ذکر آنها در متن مقاله خودداری گردید). برای مقادیر ماهانه با آزمون کولموگروف–اسمیرنوف داده‌ها فاقد توزیع نرمال به دست آمد، اما با بکارگیری دو آزمون دیگر یعنی لیلیفورس و اندرسون–دارلینگ تقریبا در تمام ایستگاه‌ها ماه‌های دسامبر، ژانویه، فوریه، آوریل و می از توزیع نرمال برخوردار بودند و ماه‌های ژوئن، ژوئیه، اوت، سپتامبر و اکتبر فاقد توزیع نرمال بودند. ماه‌های مارس و نوامبر نیز در برخی ایستگاه‌ها دارای توزیع نرمال و در برخی دیگر فاقد توزیع نرمال بودند. نتایج روند ماهانه با روش رگرسیون خطی بیانگر روند کاهشی در تمامی ایستگاه‌ها برای ماه‌های سرد سال است و در ۱۴ ایستگاه که در جدول ۴ عنوان گردیده، در هیچ یک از ماه‌های سال روند معناداری مشاهده نگردید.

جدول ٤- ایستگاه‌های فاقد روند برای داده‌های ماهانهٔ ابرناکی (سطح اطمینان ۹۵٪)

Table 4- The stations of no trend for monthly cloudiness data (Significance level: 95%)

شمیرانات Shemiranat	تبریز Tabriz	تربت حیدریه Torbat Heydarieh	خوی Khoy	همدان Hamedan	بندرعباس Bandar Abbas	بم Bam
زاهدان Zahedan	سقز Saqqez	نوشهر Nowshahr	میانه Mianeh	مراغه Maragheh	ماکو Maku	مهاباد Mahabad



شکل ۲- پراکنش مکانی مقدار ابرناکی سالانه در ایران طی دوره آماری (۱۹۹۱-۲۰۲۱)
Figure 2- Spatial distribution of annual cloudiness data in Iran (1991-2021)

نتایج آزمون‌های نرمال بودن برای مقادیر فصلی ایستگاه‌ها به روش کولموگروف-اسمیرنوف در هیچ کدام از فصل‌ها توزیع نرمالی را نشان نداد و طبق دو آزمون لیلیفورس و اندرسون-دارلینگ نیز مقدار ابرناکی تنها در دو فصل زمستان و بهار از توزیع نرمال برخوردار بودند. برای دو فصل زمستان و بهار که از توزیع نرمال برخوردار بودند طبق آزمون رگرسیون خطی، این دو فصل طی دورهٔ مورد مطالعه روند کاهشی معناداری را تجربه کرده‌اند و برای فصل‌های فاقد توزیع نرمال یعنی دو فصل پاییز و فصل تابستان طبق آزمون من- کندال، برای فصل پاییز، روند، کاهشی بوده و در فصل تابستان، هیچ روند معناداری مشاهده نگردید.

تحلیل مکانی مقادیر ماهانه و فصلی ابرناکی

ضریب همبستگی بین عوامل مکانی (طول جغرافیایی و عرض جغرافیایی) با متغیر ابرناکی برای تمام ماه‌ها و فصل‌های سال محاسبه شد (جدول ۵). مقدار این ضریب در ارتباط با طول جغرافیایی با متغیر ابرناکی در همهٔ ماه‌ها و فصل‌ها، منفی به دست آمد. این بدان معناست که در همهٔ ماه‌ها و فصول سال با افزایش طول جغرافیایی از مقدار ابرناکی کاسته می‌گردد. اما نتایج به دست آمده از ارتباط بین عرض جغرافیایی و مقادیر ماهانه و فصلی ابرناکی حاکی از رابطهٔ مثبت بین این دو است چنانکه با افزایش عرض جغرافیایی بر مقدار ابرناکی نیز افزوده می‌گردد؛ بیشترین مقادیر در ماه‌های سرد سال و دو فصل زمستان و بهار و البته فصل پاییز است چرا که سامانه‌های رطوبتی و باران‌زای بادهای غربی در این ایام در ایران مستقر می‌گردند و با افزایش عرض جغرافیایی میزان اثرپذیری از این سامانه‌های رطوبتی نیز بیشتر می‌گردد.

توزیع ماهانه و فصلی مقادیر ابرناکی

توزیع ماهانه و فصلی مقادیر ابرناکی برای فصل زمستان و طی ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه (شکل ۳) نشان می‌دهد بالاترین مقدار ابرناکی در ایستگاه‌های انزلی، رشت، رامسر، نوشهر و بابلسر قرار دارد که این امر به واسطهٔ وجود منبع رطوبتی دریای خزر و الگوهای گردشی بزرگ مقیاس مانند پرفشار سیبری، کم‌فشارهای دینامیکی و واچرخندهای مهاجر (Sadeghi *et al*., 2023) است. بعد از این مناطق، بیشینهٔ ابرناکی در این موقع از سال در نواحی شمال‌غرب و غرب و در راستای نوار کوهستانی زاگرس است که این امر به دلیل پسروی رودباد جنب‌حاره و ورود بادهای غربی (Masoudian, 2012) و قرارگیری در مسیر توده‌های هوای مدیترانه‌ای (Shojaei Moghadam *et al*., 2019) می‌باشد.

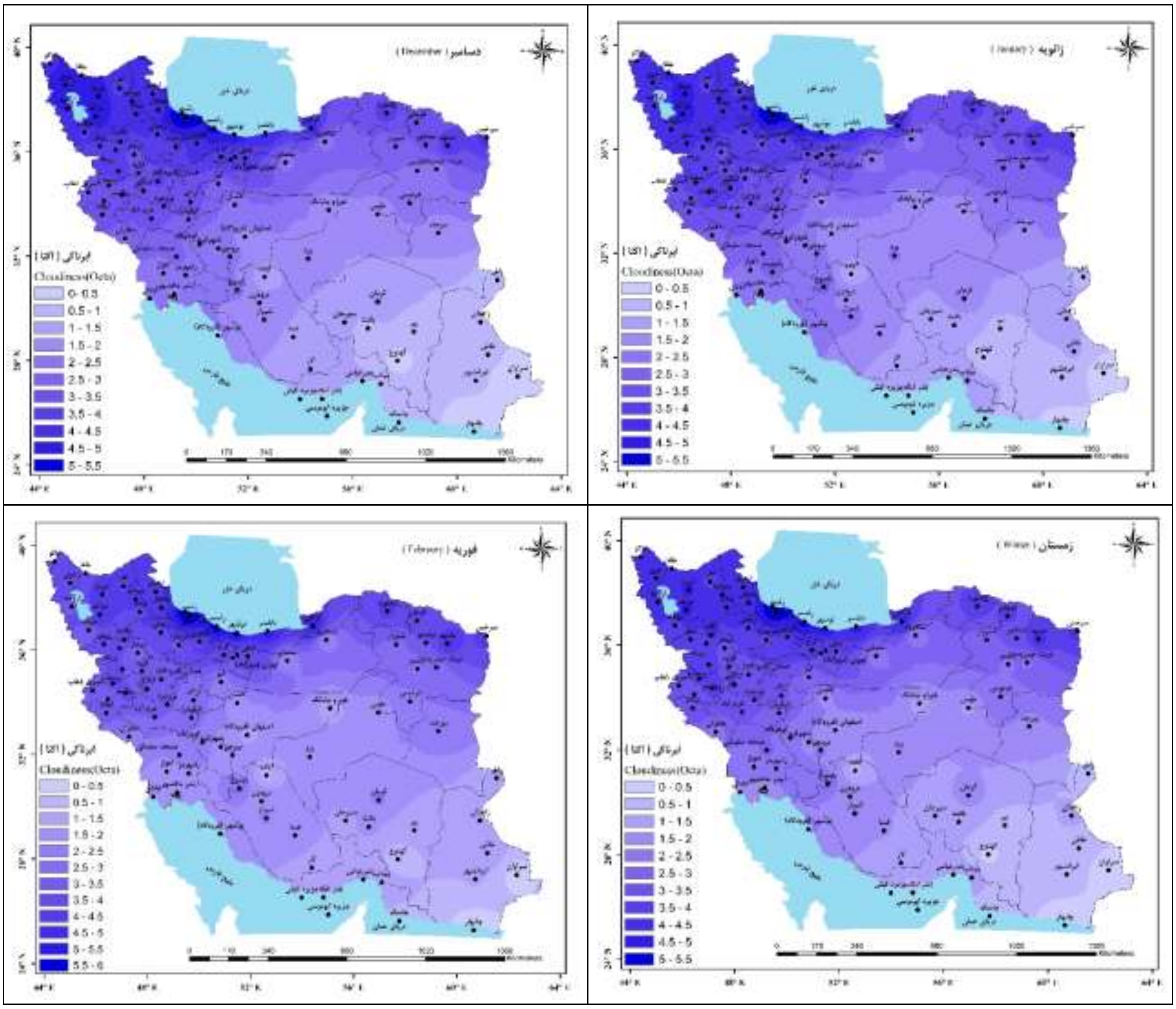
جدول ۵- نتایج آزمون همبستگی پیرسون بین عوامل مکانی و مقدار ماهانهٔ ابرناکی (سطح اطمینان ۹۵٪)

Table 5- The results of pearson correlation for geographical factors and monthly cloudiness data (Significance level: 95%)

عوامل مکانی Geographical Factors	ژانویه Jan	فوریه Feb	مارس Mar	آوریل Apr	می May	ژوئن June	ژوئیه July	اوت Aug	سپتامبر Sep	اکتبر Oct	نوامبر Nov	دسامبر Dec	زمستان Winter	بهار Spring	تابستان Summer	پاییز Fall
طول جغرافیایی Longitude	-0.6	-0.44	-0.37	-0.52	-0.48	-0.12	-0.07	-0.09	-0.13	-0.51	-0.59	-0.63	-0.56	-0.46	-0.1	-0.43
عرض جغرافیایی Latitude	0.83	0.8	0.84	0.88	0.9	0.59	0.24	0.18	0.36	0.76	0.84	0.87	0.84	0.89	0.34	0.69

در غرب ایران، بادهای غربی در سطوح میانی جو با حرکت نصف النهاری با ورود تاوهٔ قطبی تا شمال غربی و فرود عمیق در شرق مدیترانه موجب حرکت‌های صعودی شدید و ناپایداری در سطح زمین می‌شوند و در این شرایط پرارتفاع جنب‌حاره در جنوب ایران و عمدتا در شرق عربستان مستقر است (Mansouri and Dustan, 2019). بیشترین مقادیر ابرناکی منطقهٔ جنوب و جنوب‌غرب کشور نیز در همین فصل سال یعنی فصل زمستان می‌باشد که دلیل آن را می‌توان فعالیت سامانه‌های سودانی (Lashkari and Mohammadi, 2022) در نتیجهٔ حرکت شرق‌سوی پرفشار عربستان و فرارفت رطوبت به درون سامانه-های سودانی (Lashkari and Mohammadi, 2015) در این موقع از سال دانست. کمترین مقدار ابرناکی در این فصل سال (زمستان) همانطور که از نقشه‌ها قابل مشاهده است در مناطق جنوب و جنوب-شرق کشور است. بیشترین مقدار ابرناکی این مناطق در فصل زمستان و در مرتبهٔ دوم در فصل بهار اتفاق می‌افتد که این امر را می‌توان به استقرار واچرخند عربستان در ساحل شرقی شبه جزیرهٔ عربستان و گسترش شمالی- جنوبی ناوهٔ مدیترانه در شرق مدیترانه (Lashkari and Jafari, 2021) نسبت داد که قرارگیری این دو سامانه موجب گسترش کم‌فشار سودان و تزریق رطوبت از این سامانه به جنوب و جنوب‌شرق کشور می‌گردد.

بررسی مقادیر ابرناکی در ماه‌های فصل بهار یعنی ماه‌های مارس، آوریل و می (شکل ۴) بیانگر بیشینهٔ ابرناکی در ایستگاه‌های جنوبی و جنوب‌غربی دریای خزر یعنی ایستگاه‌های رامسر، رشت، انزلی، نوشهر و بابلسر و همچنین یک مرکز بیشینه در شرق خزر یعنی در ایستگاه گرگان است. با تشکیل یک مرکز گردش چرخندی بر روی این مناطق و عمیق شدن یک ناوهٔ برون‌حاره و تحریک شرایط همگرایی محلی به شکل دینامیکی (Khorshiddoust *et al*., 2016) بیشترین مقادیر ابرناکی و بارش در این نواحی فراهم می‌گردد. بررسی نقشه‌های ماهانه نشان می‌دهد در ماه مارس مقدار ابرناکی ایستگاه مشهد بیش از ایستگاه‌های شمال‌غرب کشور است. علت این امر را می‌توان با گسترش شمال‌سوی کم‌فشار سودانی به موازات حرکت شرق‌سوی پرفشار سیبری و تشکیل ناوهٔ عمیق در غرب خاورمیانه از یک طرف و فرارفت هوای گرم و مرطوب به عرض‌های شمالی و تداوم فرارفت رطوبت از منابع رطوبتی خلیج فارس و دریای عمان از طرف دیگر (Bijandi *et al*., 2022) مرتبط دانست. اما طی ماه‌های آوریل و می به ترتیب ایستگاه‌های واقع در سواحل دریای خزر و سپس برخی ایستگاه‌های واقع در شمال‌غرب شامل ایستگاه‌های اردبیل، اهر، سراب و تبریز دارای بیشینهٔ ابرناکی هستند. بعد از این مناطق، ایستگاه مشهد و سپس ایستگاه‌های مراغه، ماکو و خلخال قرار دارند. شکل‌گیری مرکز همگرایی ناشی از استقرار مراکز کم‌فشار در تقابل با زبانه‌های سرد کم‌فشار جنب قطبی و پرفشار سیبری و شکل‌گیری میدان جبهه‌زایی با همراهی جریانات صعودی تراز بالایی جو (Haghighi, *et al*., 2017) را می‌توان از عوامل تشکیل و تشدید ابرناکی و بارش این فصل از سال در این مناطق دانست. از سویی دیگر با توجه به اینکه فصل بهار، زمان گذار از الگوهای زمستانی به تابستانی می‌باشد و هوای نزدیک به سطح زمین در حال گرم شدن است، از این‌رو شرایط جوی برای رخداد همرفت مساعد است و به همین خاطر بیشترین مقدار همرفت در این در مناطق غرب و شمال‌غرب کشور و سواحل میانی دریای خزر اتفاق می‌افتد (Bodghjamali *et al*., 2020) که همین عامل همرفت، خود عامل مهمی در تشکیل ابر و وقوع بارش در فصل بهار در این نواحی می‌باشد.



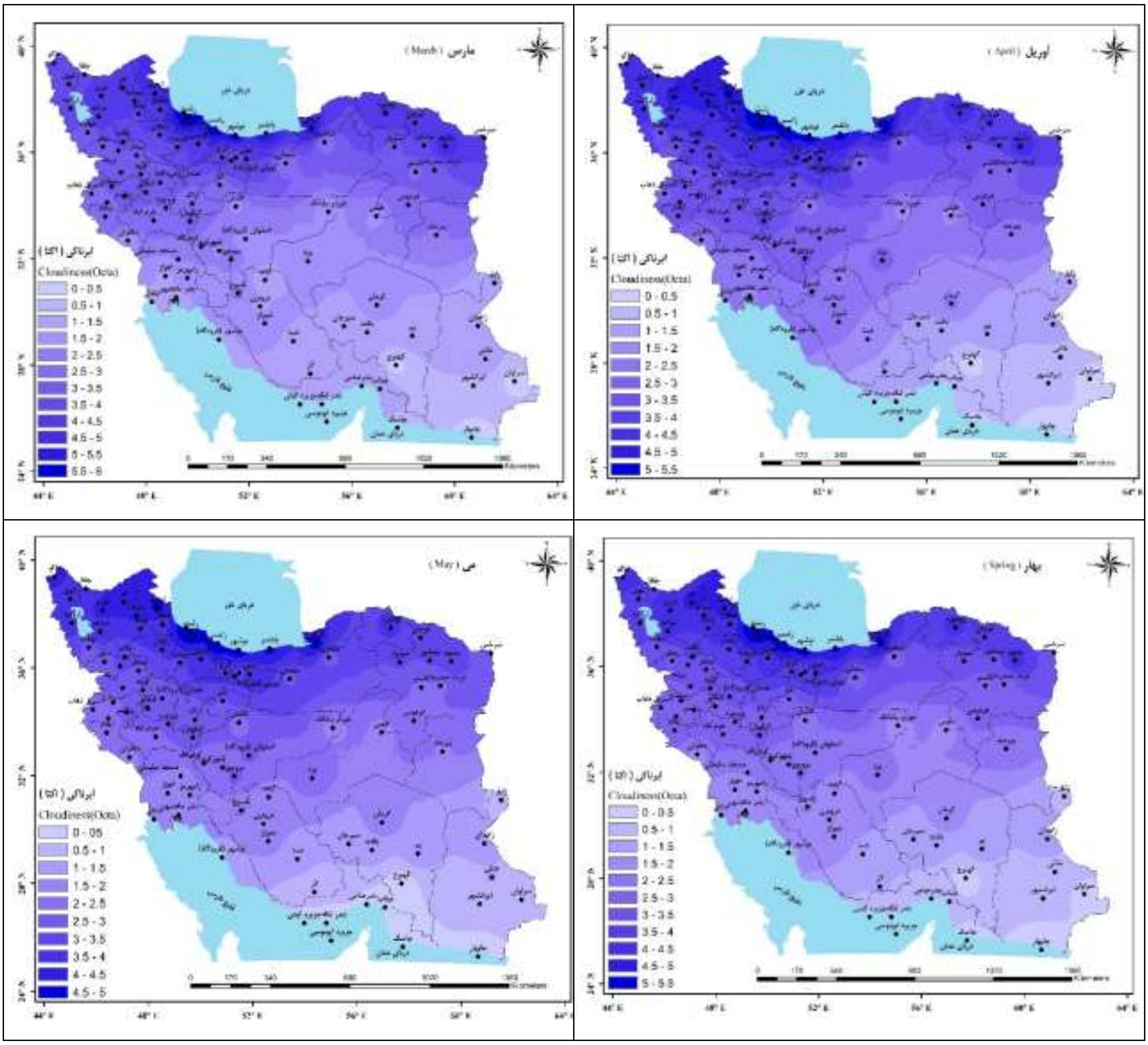
شکل ۳- پراکنش مکانی مقدار ابرناکی ماهانه و فصلی (دسامبر، ژانویه، فوریه، زمستان) در ایران طی دوره آماری (۱۹۹۱-۲۰۲۱)

Figure 3- Spatial distribution of monthly and seasonal cloudiness data (december, january, february, winter) in Iran (1991-2021)

در شکل ۵ که شامل نقشه‌های ماه‌های فصل تابستان (ژوئن، ژوئیه، اوت) است، بیشترین مقدار ابرناکی در مناطق جنوب و جنوب غربی سواحل دریای خزر در ایستگاه‌های رامسر، نوشهر، رشت، بابلسر و انزلی قابل مشاهده است. در این موقع از سال (فصل تابستان)، صعودهای همرفتی که بر اساس امواج غربی و رطوبت دریای مدیترانه به سواحل دریای خزر آورده می‌شوند (Hakimdoust *et al.*, 2017) می‌تواند عامل اصلی بیشینهٔ ابرناکی و بارش در این مناطق باشد و در ایستگاه گرگان، تضعیف پرفشار جنب‌حاره در نتیجهٔ حرکات همرفتی بالارونده در این فصل سال (Akbari and Nodehi, 2015) را می‌توان با ابرناکی زیاد این منطقه مرتبط دانست. بعد از ایستگاه‌های شمالی، بیشترین مقدار ابرناکی در ایستگاه‌های شمال‌غرب کشور بویژه ایستگاه‌های اردبیل و اهر قابل مشاهده است. در این مناطق، در دورهٔ گرم سال، به دلیل نقش مهم دو فرود دریای سیاه و دریای مدیترانه و سازوکارهای صعود بویژه وزش تاوایی مثبت در قسمت جلوی این دو فرود و همرفت حرارتی در این قلمرو (Halabian and Shabankari, 2012) موجبات ایجاد ابرناکی و بارش فراهم می‌گردد. همچنین یک هستهٔ بیشینهٔ ابرناکی در جنوب‌شرق (چابهار) و جنوب (بندرعباس) کشور نیز در فصل تابستان قابل ذکر است. با گسترش کم‌فشار پاکستان و محدود شدن حاکمیت پرفشار آزور در جهت غربی- شرقی و امکان ورود رطوبت از دریای عرب و دریای عمان و حرکت غرب‌سوی آن به سمت این نواحی (Khosravi *et al.*, 2019) شرایط برای تشکیل ابر و بارش در این مناطق فراهم می‌گردد. در سایر مناطق کشور در این فصل سال به دلیل

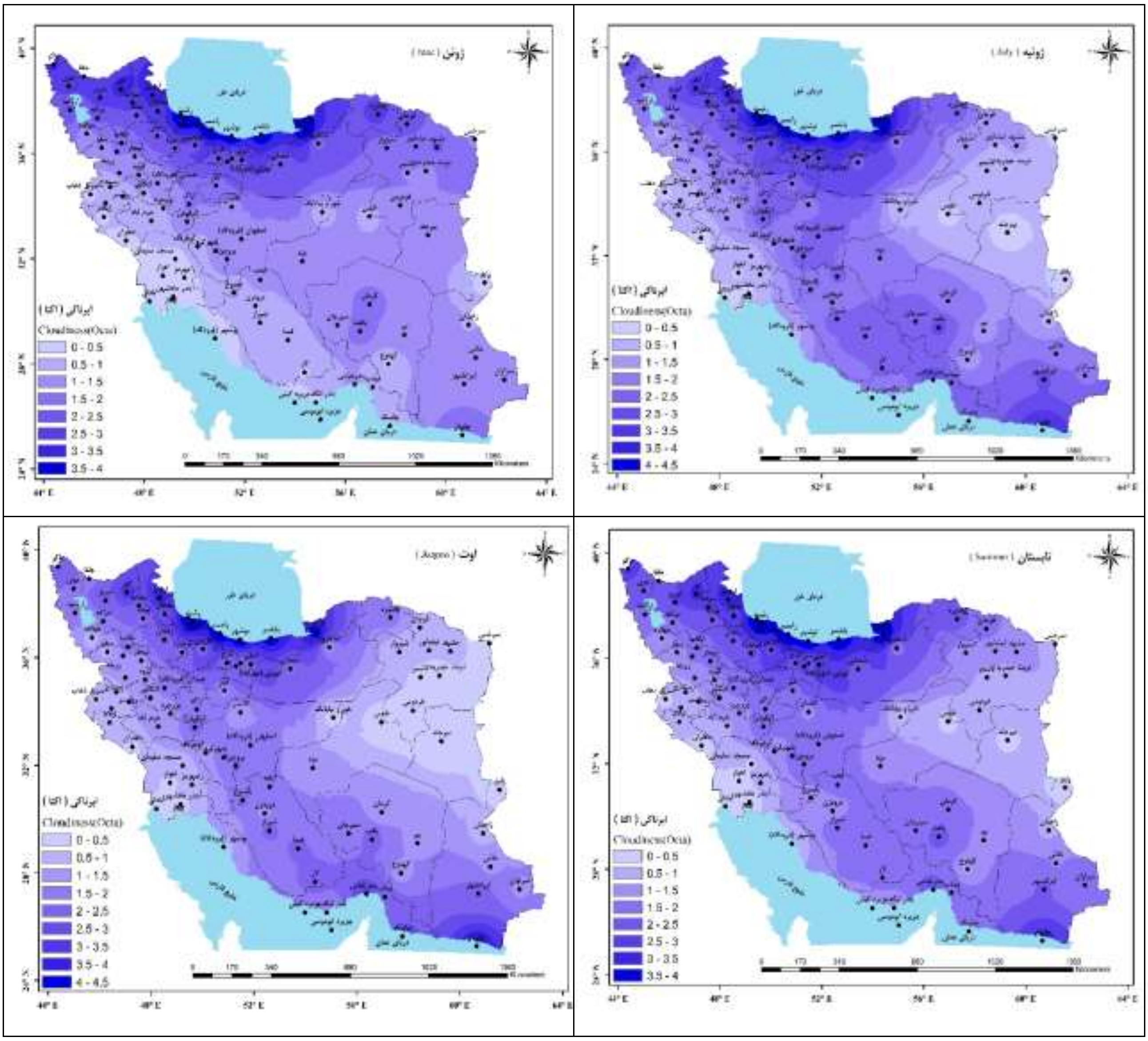
حاکمیت پرفشار جنب‌حاره‌ای، امکان تشکیل ابر و بارش فراهم نمی‌شود (Karimi *et al.*, 2021).

نقشهٔ ماه‌های سپتامبر، اکتبر و نوامبر (فصل پاییز) (شکل ۶) حاکی از بیشترین مقدار ابرناکی در جنوب و جنوب غربی سواحل خزر در ایستگاه‌های انزلی، رشت، رامسر، نوشهر و بابلسر است. تشکیل گرادیان فشار بر روی دریای خزر به صورت زبانه‌هایی از پرفشار سیبری و پرفشار دریای سیاه که موجب هدایت جریانات شمالی به سمت سواحل جنوبی خزر می‌شوند (Chehreara Ziyabari and Safarrad, 2019) از عوامل اصلی ایجاد ابر و بارش در این موقع از سال در این مناطق است. بنابراین علت اصلی افزایش ابرناکی در این ماه‌ها (فصل پاییز) مکانیسم همرفت وزشی ناشی از وزش بادهای سرد سیبری از روی دریای خزر در این فصل از سال است (Alijani, 2016). هستهٔ دیگر بیشینهٔ ابرناکی در ایستگاه گرگان به دلیل افزایش اختلاف درجه حرارت سطح دریا و هوا (Roradeh and Safarrad, 2017) و سپس در ایستگاه‌های شمال‌غرب کشور از جمله اردبیل، اهر، ماکو و تبریز قرار دارد. در فصل پاییز با کاهش تدریجی دما بتدریج بر تعداد روزهای ابری و وقوع بارش ها از سمت غرب و شمال غرب کشور افزوده می‌شود که آن را می‌توان با فعالیت رودباد قطبی و تغییرات نصف‌النهاری آن مرتبط دانست که در مسیر خود باعث انتقال رطوبت از دریای مدیترانه به این مناطق می‌گردد (Sepadeh *et al.*, 2017).



شکل ٤- پراکنش مکانی مقدار ابرناکی ماهانه و فصلی (مارس، آوریل، می، بهار) در ایران طی دوره آماری (۱۹۹۱-۲۰۲۱)

Figure 4- Spatial distribution of monthly and seasonal cloudiness data (March, April, May, Spring) in Iran (1991-2021)



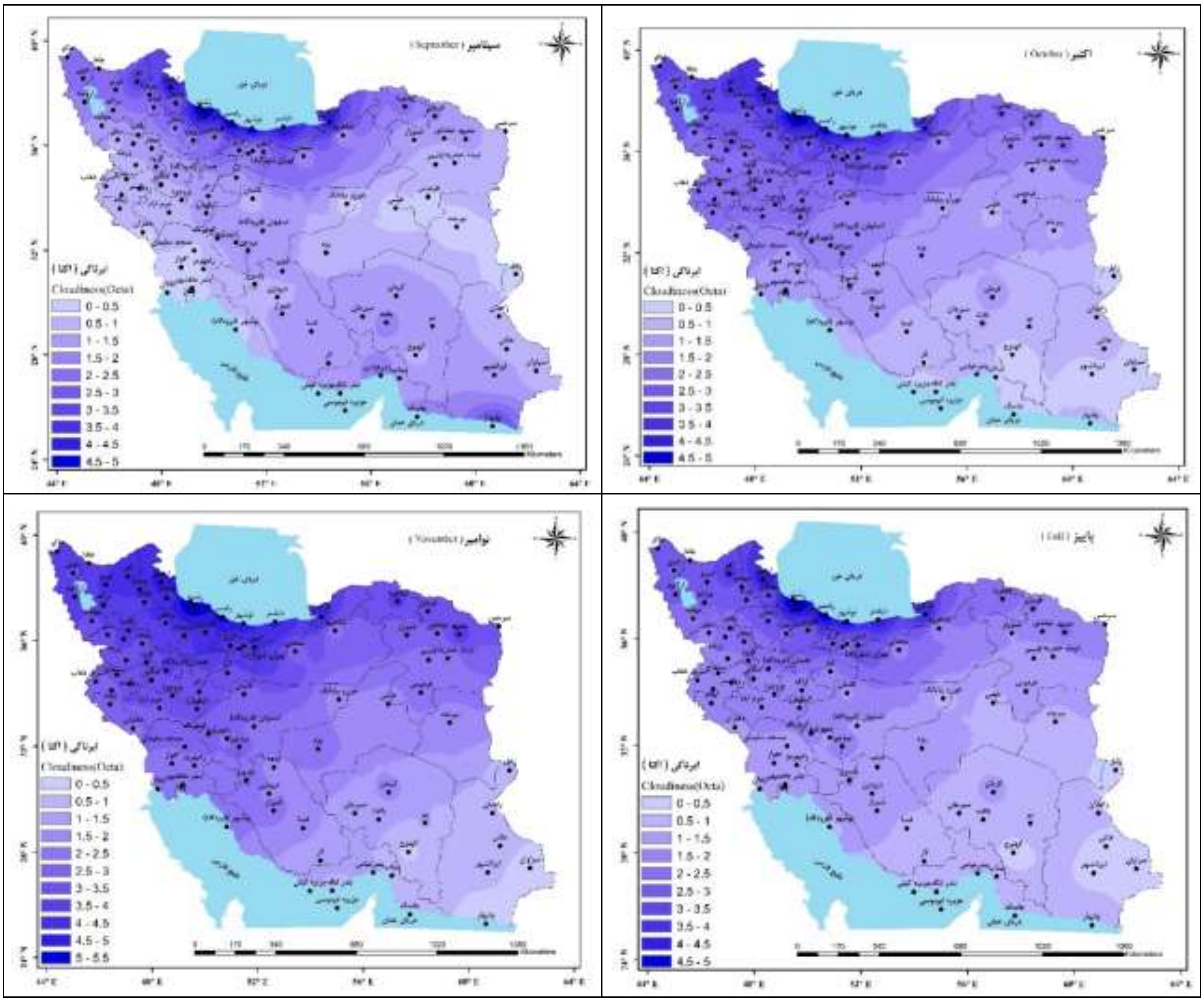
شکل ۵- پراکنش مکانی مقدار ابرناکی ماهانه و فصلی (ژوئن، ژوئیه، اوت، تابستان) در ایران طی دوره آماری (۱۹۹۱-۲۰۲۱)

Figure 5- Spatial distribution of monthly and seasonal cloudiness data (June, July, August, Summer) in Iran (1991-2021)

مناطق جنوب و جنوب‌شرق در این فصل سال با کمترین مقدار ابرناکی همراه هستند که این امر می‌تواند به دلیل استیلای پرفشار جنب‌حاره‌ای باشد که از ورود جریان‌های بادهای غربی عرض‌های بالاتر و همچنین از ورود جریان‌های سودانی که می‌تواند منجر به بارش در این مناطق شود، جلوگیری نماید (Mirian *et al.*, 2023).

نتیجه‌گیری

هدف از پژوهش حاضر، بررسی تغییرات زمانی و مکانی ابرناکی در ایران است. برای این منظور از داده‌های ابرناکی تعداد ۹۳ ایستگاه که به لحاظ طول دورهٔ آماری و صحت داده‌ها مناسب تشخیص داده شد، طی بازهٔ زمانی ۱۹۹۱/۰۱/۰۱ تا ۲۰۲۱/۱۲/۳۱ مورد استفاده گردید. جهت تشخیص نرمال بودن داده‌ها، آزمون‌های مختلف آماری از جمله آزمون‌های کولموگروف-اسمیرنوف، لیلیفورس و اندرسون-دارلینگ در سه مقیاس زمانی سالانه، ماهانه و فصلی به کار گرفته شد و سپس روند داده‌ها بر اساس روش پارامتری رگرسیون خطی مبتنی بر کمترین مربعات خطا و روش ناپارامتری من-کندال مورد آزمون قرار گرفت. نتایج سالانه بر اساس آزمون پارامتری رگرسیون خطی بیانگر روند کاهشی در ۴۷ ایستگاه و روند افزایشی تنها در ۳ ایستگاه است، و بر اساس آزمون ناپارامتری من-کندال ۳ ایستگاه دارای روند کاهشی و در سایر ایستگاه‌ها طی دو آزمون تعیین روند، هیچ روند معناداری مشاهده نگردید.



شکل ٦- پراکنش مکانی مقدار ابرناکی ماهانه و فصلی (سپتامبر، اکتبر، نوامبر، پاییز) در ایران طی دوره آماری (۱۹۹۱-۲۰۲۱)

Figure 6- Spatial distribution of Monthly and Seasonal Cloudiness Data (September, October, November, Fall) in Iran (1991-2021)

نتایج ماهانه و فصلی نیز حکایت از روند کاهشی معنادار در تمام ایستگاه‌ها در ماه‌های سرد سال و در فصل‌های زمستان و بهار و پاییز دارد. بررسی ارتباط بین عوامل مکانی طول و عرض جغرافیایی با متغیر ابرناکی با استفاده از ضریب همبستگی پیرسون نیز حاکی از همبستگی منفی با طول جغرافیایی و همبستگی مثبت با عرض جغرافیایی دارد و این امر نشانگر تفاوت مکانی زیاد مقدار ابرناکی در ایران است. در مجموع می‌توان گفت عوامل مکانی (طول و عرض جغرافیایی) به عنوان عوامل داخلی و سامانه‌های آب و هوایی همچون پرفشار سیبری، پرفشار جنب‌حاره‌ای، سامانهٔ بادهای غربی و رطوبت حاصل از دریاهای عمان، هند و خلیج فارس و گاها دریای سرخ به عنوان عوامل بیرونی مهمترین عوامل موثر در چگونگی و میزان تغییرات ابرناکی در ایران هستند. در واقع، عوامل داخلی در تغییرات مکانی ابرناکی و عوامل بیرونی که سامانه‌هایی خارج از محدودهٔ جغرافیایی ایران هستند و در ایام مختلف سال، اقلیم ایران را تحت تاثیر قرار می‌دهند، در تغییرات زمانی ابرناکی دخالت دارند. بنابراین ابرناکی به عنوان متغیری که به طور مستقیم با سایر متغیرهای اقلیمی در ارتباط است و کاهش یا افزایش آن، موجب می شود تا مقادیر متغیرهایی همچون دما، بارش و رطوبت نیز دچار تغییر گردد. لذا مطالعه این متغیر مهم آب و هوایی و بررسی تغییرات آن حائز اهمیت بسیار است و بویژه در مباحث خشکسالی‌ها و بحران‌های آبی از جایگاه ویژه‌ای برخوردار است.

سپاسگزاری

از آقای آرمان جاهدی، دانشجوی دکترای اقلیم شناسی دانشگاه

زنجان به خاطر کمک‌ها و راهنمایی‌های ارزنده‌شـــان در این تحقیق تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

1- Abakumova, G.M., Feigelson, E.M., Russak, V., & Stadnik, V.V. (1996). Evaluation of long-term changes in radiation, cloudiness, and surface temperature on the territory of the former Soviet Union. *Journal of Climate*, *9*(6), 1319–1327. http://www.jstor.org/stable/26201319

2- Ahmadi, M., Ahmadi, H., & Dadashiroudbari, A. (2018). Assessment of trends and spatial pattern seasonal and annual cloudiness in Iran. *Natural Environmental Hazards*, *7*(15), 239-256. (In Persian with English abstract). http://doi.org/10.22111/JNEH.2017.3200.

3- Ahmadi, M., Dadashiroudbari, A., & Ahmadi, H. (2019). Spatiotemporal variations of total cloud cover and cloud optical thickness in Iran. *The Earth and Space Physics*, *44*(4), 145-164. http://doi.org/10.22059/jesphys.2018.248041.1006956

4- Ahmadi, M., Dadashiroudbari, A., Nassiri Khuzani, B., & Akbari Azirani, T. (2020). Seasonal changes of liquid clouds in Iran based on data received from MODIS sensor of TERRA satellite. S*cientific - Research Quarterly of Geographical Data (SEPEHR)*, *29*(113), 7-19. (In Persian with English abstract). http://doi.org/10.22131/sepehr.2020.40467

5- Ahmadi, M., Dadashiroudbari, A., Akbari-Azirani, T., & Nasiri-Khuzani, B. (2020). Seasonal and annual segregation of liquid water and ice clouds in Iran and their relation to geographic components and precipitation. *Theoretical and Applied Climatology*, *140*(3-4), 963–982. http://doi.org/10.1007/s00704-020-03131-5

6- Akbari, M., & Nodehi, V. (2015). Analysis of trends in annual and summer rainfall of Golestan Province. *Geographical Planning of Space*, *5*(17), 141-150. (In Persian with English abstract)

7- Alijani, B. (2016). *Climate of Iran*. Tehran, Payam Noor University.

8- Alipour, Y., Bayat, N., & Osanlu, A. (2022). Detection and analysis of temperature trend at the 1000 hPa level in Iran. *Scientific- Research Quarterly of Geographical Data (SEPEHR)*, *31*(121), 191-203. (In Persian with English abstract). https://doi.org/10.22131/sepehr.2022.252778.

9- Asakereh, H. (2004). Spatial change modeling of climatic data (a case study: annual precipitation of Esfahan Province. *Geographical Research*, *19*(3(74)), 213-231. (In Persian with English abstract). https://sid.ir/paper/29965/en

10- Asakereh, H. (2009). Arima modeling for Tabriz city annual temperature. *Geographical Research*, *24*(2 (93)), 3-24. (In Persian with English abstract). https://sid.ir/paper/29858/en.

11- Asakereh, H., Masoodian, S.A., & Tarkarani, F. (2021). A discrimination of roles of internal and external factors on the decadal variation of annual precipitation in Iran over recent four decades (1975-2016). *Physical Geography Research Quarterly*, *53*(1), 91-107. (In Persian with English abstract). https://doi.org/10.22059/jphgr.2021.304776.1007529

12- Asakereh, H., & Ashrafi, S. (2023). An investigation into trends in frequency and proportion of different durations of various types of extreme precipitation in Iran. *Meteorological Applications*, *30*(1): e2117. https://doi.org/10.1002/met.2117

13- Asamoah, M., & Ansah-Mensah, K. (2020). Temporal description of annual temperature and rainfall in the Bawku area of Ghana. *Advances in Meteorology*. https://doi.org/10.1155/2020/3402178

14- Barati, G., Ahmadi, M., Mirzaie, E., & Pazhooh, F. (2017). On the analysis of relationship between night cloudiness and warm nights in central Iran. *Geography and Environmental Sustainability*, *7*(2), 1-11. (In Persian with English abstract)

15- Bijandi, M., Daryabari, S.J., Ranjbar Saadat Abadi, A., & Arbabisabzevari, A. (2022). Invegtigation of extreme precipitation events over northeastern Iran during the period 2001-2020. *Meteorology and Atmospheric Science*, *4*(4), 284-307. (In Persian with English abstract). https://doi.org/10.22034/jmas.2022.347475.1176

16- Bodghjamali, J., Javanmard, S., & Tajbakhsh, S. (2020). The estimation of type and amount rainfall using TMI Sensor of TRMM Satellite. *Journal of Climate Research*, *1398*(37), 38-56. (In Persian with English abstract)

17- Chehreara Ziyabari, T., & Safarrad, T. (2019). Presenting a new index to study heavy and widespread precipitations at southern coast of the Caspian sea during fall. *Geography and Regional Development*, *17*(1), 283-306. (In Persian with English abstract). https://doi.org/10.22067/geography. v17i1.72293.

18- Danso, D.K., Anquetin, S., Diedhiou, A., & Adamou, R. (2020). Cloudiness information services for solar energy management in west Africa. *Atmosphere*, *11*(8), 857, 1-18. https://doi.org/10.3390/atmos11080857

19- DelSole, T., & Tippett, M. (2022). *Statistical Methods for Climate Scientists*. Cambridge University Press, Cambridge. https://doi.org/10.1017/9781108659055

20- Dutton, E.G., Stone, R.S., Nelson, D.W., & Mendonca, B.G. (1991). Recent interannual variations in solar radiation,

cloudiness, and surface temperature at the south pole. *Journal of Climate*, *4*(8), 848–858. http://www.jstor.org/stable/26196432

21- Fallahi Khoshji, M., Alijani, B., Hejazizadeh, Z., & Naserzadeeh, M.H. (2017). Spatial patterns of changes in frequency of occurrence and intensity of Pluvial clouds (lower atmosphere) in Iran. *Natural Environment Hazards*, *6*(13), 1-14. (In Persian with English abstract). https://sid.ir/paper/259166/en

22- Fotouhi firoozabad, F., & Malekinejad, H. (2020). Analysis and zonation of maximum 24-hour rainfall of Iran using wakeby distribution and geostatistic technique. *Desert Management*, *7*(14), 75-92. (In Persian with English abstract). https://doi.org/10.22034/jdmal.2020.38477.

23- Frotan, M., & Zeynali, B. (2023). Simultaneous effect of NAO and AMO remote bonding indices on temperature and precipitation variability of cities adjacent to Sabalan. *Environmental Science Studies*, *8*(1), 5857-5868. (In Persian with English abstract). https://doi.org/10.22034/jess.2022.345519.1802

24- Ghasemifar, E., Farajzadeh, M., Ghavidel Rahimi, Y., & Ali-Akbari Bidokhti, A.A. (2018). Analysis of spatiotemporal variations of cloud fraction based on Geographic characteristics in Iran. *Journal of the Earth and Space Physics*, *44*(1), 103-124. (In Persian with English abstract). http://doi.org/10.22059/jesphys.2017.60302

25- Haghighi, E., Gholizadeh, M. H., Doostkamian, M., & Ghaderi, F. (2017). Nature and structure of the atmospheric circulation in pervasive rains of spring, Iran. *Physical Geography Research Quarterly*, *49*(3), 523-539. (In Persian with English abstract). https://doi.org /10.22059/jphgr.2017.218909.1006955

26- Halabian, A.H., & Shabankari, M. (2012). The role of subtropical high pressure in the spatial daily precipitation distribution in Iran. *Geography and Environmental Sustainability*, *1*(1), 1-21.

27- Hakimdoust, S.A., Pourzeidi, A.M., & Gerami, M.S. (2017). Showers spatial analysis system in the province Maandaean in geographic information system (GIS). *Geographical Data*, *26*(102), 191-203. (In Persian). https://sid.ir/paper/253261/en

28- Hatami Bahmanbeiglou, Kh., & Movahedi, S. (2018). Seasonal and monthly identification of cloudiness in Iran using cloud product of MODIS/Terra Satellite. *Geography and Development*, *16*(50), 211-230. (In Persian with English abstract). http://doi.org/10.22111/gdij.2018.3574

29- Hejazizadeh, Z., Toulabi Nejad, M., Rahimi, A., Bazmi, N., & Bosak, A. (2017). Modeling of spatio-temporal of albedo over Iran. *Applied researches in Geographical Sciences*, *17*(47), 1-17. (In Persian)

30- Jing Lin, Ng., Yap, S. Y., Huang, Y. F., Farhana Md Noh, N. I., Al-Mansob, R., & Razman, R. (2020).Investigation of the best fit probability distribution for annual maximum rainfall in Kelantan River Basin. IOP Conference Series: *Earth and Environmental Science. Volume 476, 2nd International Conference on Civil & Environmental Engineering, Langkawi, Kedah, Malaysia*, 1-9. https://doi.org/10.1088/1755-1315/476/1/012118

31- Karimi, M., Heidari, S., & Rafati, S. (2021). The trend of atmospheric water cycle components (precipitation and precipitable water) in catchments of Iran. *Spatial Analysis Environmental Hazards, 8(2) :33-54.* (In Persian with English abstract)

32- Kavyani, M.R., & Alijani, B. (2012). *Basics of Climatology*. Tehran, Samt.

33- Khorshiddoust, A.M., Mofidi, A., Rasouli, A.A., & Azarm, K. (2016). A Synoptic analysis for the occurrence of springtime heavy rainfall in the Northwest of Iran. *Natural Environmental Hazards*, *5*(8), 53-82. (In Persian with English abstract). https://doi.org/10.22111/jneh.2016.2783

34- Khosravi, M., Shoja, F., & Pakbaz, H. (2019). A survey on the of the summer precipitation events moisture supply resources of Southeast of Iran. *Water Resources Engineering*, *12*(41), 127-144. (In Persian with English abstract). https://sid.ir/paper/169612/en.

35- Ke-biao, M., Zijin, Y., Zhiyuan, Z., Tongren, X., Xinyi, S., & Chunyu, G. (2019). Changes in global cloud cover based on remote sensing data from 2003 to 2012. *Chinese Geographical Science*, *20*, 306-315. https://doi.org/10.1007/s11769-019-1030-6

36- Kejna, M., Przybylak, P., & Arazny, A. (2012). The influence of cloudiness and synoptic situations on the solar radiation balance in the area of KaffiØyra in the summer seasons 2010-2011. *Bulletin of Geography, Physical Geography*, *5*(1), 77–95. https://doi.org/10.2478/v10250-012-0005-6

37- Kejna, M., Uscka-Kowalkowska, J., & Kejna, P. (2021). The influence of cloudiness and atmospheric circulation on radiation balance and its components. *Theoretical and Applied Climatology*, *44*(3-4), 1-16. https://doi.org/10.1007/s00704-021-03570-8

38- Lashkari, H., & Mohammadi, Z. (2015). The role of Saudi Arabian sub-tropical high pressure on the rainfall systems on south and southwest Iran. *Physical Geography Research Quarterly*, *47*(1), 73-90. (In Persian with English abstract). https://doi.org/10.22059/jphgr.2015.53679.

39- Lashkari, H., & Jafari, M. (2021). Synoptic patterns that determine the trajectory of precipitation systems of Sudanese origin. *Spatial Analysis Environmental Hazards*, *8*(1) :55-78. (In Persian)

40- Lashkari, H., & Mohammadi, F. (2022). Synoptic analysis of the changes trend of the share of systems due to the

Sudan low in the cold period of the Persian Gulf coast during 1976-2017. *Spatial Analysis Environmental Hazards*, *9*(3): 1-18. (In Persian)

41- Latif, M. (2011). Uncertainty in climate change projections. *Geochemical Exploration*, *110*, 1-7.

42- Lolis, C.J. (2009). Winter cloudiness variability in the Mediterranean region and its connection to atmospheric circulation features. *Theoretical and Applied Climatology*, *96*, 357-373. https://doi.org/10.1007/s00704-008-0046-0

43- Malekinejad, H., Solaimanimotlagh, M., Jaedaei, A., & Shaterabshouri, S. (2012). Analysis of the precipitation and drought trend variations using Mann-Kendall and Sen Tests in Tehran Province. *Nivar*, *29*(80-81), 43-54. (In Persian with English abstract)

44- Mansouri, Sh., & Dustan, R. (2019). Atmospheric patterns of the continuation of rainfall in the west of Iran. *Physical Geography Quarterly*, *12*, 43, 2019, 141-159. (In Persian)

45- Masoudian, S.A. (2003). Climatic Regions of IRAN. *Geography and Development*, *1*(2), 5-20. (In Persian with English abstract). https://sid.ir/paper/395345/en

46- Masoudian, A., & Kavyani, M.R. (2008). *Climatology of Iran*. Isfahan, Isfahan University.

47- Masoudian, A. (2012). *The climate of Iran*. Mashhad, Sharia Toos.

48- Masoodian, S.A. (2022). Asfezary National Gridded Daily Precipitation Data Base (Version 3). *Geography and Development*, 20(69), 107-127. (In Persian with English abstract). https://doi.org/10.22111/gdij.2022.7277

49- Mehta, L., Adam, H.N., & Srivastava, S. (2019). Unpacking uncertainty and climate change from ‘above’ and ‘below’. *Regional Environment Change*, *19*, 1529-1532. https://doi.org.10.1007/s10113-019-01539-y

50- Memarian, M.H., & Daman Afshan, M. (2016). Evaluation of cloudiness prediction resulting from WRF model. *Earth and Space Physics*, *42*(1), 183-196. (In Persian with English abstract). http://doi.org/10.22059/jesphys.2016.54494.

51- Mirian, M., Karampur, M., Moradi, M., Ghaemi, H., & Nasiri, B. (2023). Analysis of statistics and anomalies of 50-year rainfall of Iran's satellite stations (period 1960-2010). *Applied Research of Geographic Sciences (Geographical Sciences)*, *23*(68), 243-327. (In Persian with English abstract)

52- Mirmousavi, S.H., Jalali, M., Raispour, K., & Jahedi, A. (2022). Analysis of the trend of snowmelt changes in Iran and its impact ability from changes in the Mediterranean wave of westerly winds. *Natural Environmental Hazards*, *11*(34), 101-126. (In Persian with English abstract). https://doi.org/10.22111/JNEH.2022.39601.1839

53- Mousavi Baygi, M., & Ashraf, B. (2011). Identification of low cloudiness areas to mapping of regions with high radiation across the country. *Water and Soil*, *25*(3), 665-675. (In Persian with English abstract). http://doi.org/10.22067/jsw.v0i0.9701.

54- Ng, J.L., Yap, S.Y., Huang, Y.F., Noh, N., Al-Mansob, R.A., & Razman, R. (2020). Investigation of the best fit probability distribution for annual maximum rainfall in Kelantan River Basin. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 476. https://doi.org/10.1088/1755-1315/476/1/012118

55- Ohring, G., & Clapp, Ph. (1980). The effect of changes in cloud amount on net radiation at the top of the atmosphere. *Atmospheric Sciences*, *37*(2), 447-454. https://doi.org/10.1175/1520-0469(1980)037<0447: TEOCIC>2.0.CO;2

56- Panahi, A., Hosseini, S.M., Khoramabadi, F., & Ghavibonyad, F. (2021). The study of spatial-temporal changes in the trend of autumn precipitation in Northwest Iran. *Climate Change Research*, *2*(8), 67-82. https://doi.org/10.30488/ccr.2021.320407.1066. (In Persian with English abstract)

57- Pyrgou, A., Santamouris, M., & Livada, I. (2019). Spatiotemporal analysis of diurnal temperature range: effect of urbanization, cloud cover, solar radiation, and precipitation. *Climate*, *7*(7), 89. https://doi.org/10.3390/cli7070089

58- Raispour, K., & Razmi, R. (2020). Estimation of cloudiness in the atmosphere of Iran using multi-angle imaging spectroradiometer (MISR). *Iran-Water Resources Research*, *16*(3), 257-271. (In Persian with English abstract)

59- Rasouli, A.A., Jahanbakhsh, S., & Ghasemi, A.R. (2013). Investigation of spatial and temporal variations of cloud cover in Iran. *Geographical Research*, *28*(3), 85-101. (In Persian)

60- Rezaei, M., & Ghavidel Rahimi, Y. (2016). Analysis of the effect of north Atlantic and Mediterranean Oscillation teleconnection patterns on variations of cloudiness during winter season in Iran. *Researches in Earth Sciences*, *7*(1), 1-15. (In Persian with English abstract)

61- Roradeh, H., & Safarrad, T. (2017). Analysis of Sea-air Temperature Difference on Regional Heavy Precipitation in the Southern Coasts of Caspian Sea during Fall. *Physical Geography Research Quarterly*, *49*(1), 71-83. (In Persian with English abstract). https://doi.org/10.22059/jphgr.2017.61580.

62- Russak, V. (2009). Changes in solar radiation and their influence on temperature trend in Estonia (1955–2007). *Geophysical Research*, *114*(1), 1-6. https://doi.org/10.1029/2008JD010613

63- Sadeghi, H., Mohammadi, H., Shamsipour, A.A., & Karimi, M. (2023). Climatic zoning of the southern coastline of the Caspian Sea using multivariate statistical methods. *Geography and Environmental Planning*, *34*(2), 55-74. (In Persian with English abstract). https://doi.org/10.22108/gep.2022.127922.1409

64- Sahraiyan, F., Jovanmard, S., Bastan Fard, B., & Sabetghadam, S. (2014). *Investigation of the spatial and temporal distribution of cloud cover in the Iranian region during the statistical period of 1981-2010*, The 5th regional climate

change conference, Tehran, 1-12. https://civilica.com/doc/557318. (In Persian)

65- Schiffer, R.A., & Rossow, W.B. (1983). The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP): The First Project of the World Climate Research Programme, *Bulletin of the American Meteorological Society*, *64*(7), 779-784. https://doi.org/10.1175/1520-0477-64.7.779

66- Schneider, Stephen H. (1972). Cloudiness as a global climatic feedback mechanism: the effects on the radiation balance and surface temperature of variations in cloudiness. *Atmospheric Sciences*, *29*(8), 1413-1422. https://doi.org/10.1175/1520-0469(1972)029<1413: CAAGCF>2.0.CO;2

67- Sepadeh, D., Salahi, B., Alijani, B., & Zeynali, B. (2021). A study of the effect of the polar Jet stream on the precipitation of the cold season in Iran. *Meteorology and Atmospheric Science*, *4*(3), 178-192. (In Persian with English abstract). https://doi.org/10.22034/jmas.2022.342496.1174.

68- Shariepour, Z., & Aliakbari Bidokhti, A. (2011). The effects of cloudiness and total ozone on UV-B radiation in Esfahan region. *Iranian Journal of Geophysics*, *5*(4), 74-88. (In Persian with English abstract)

69- Sharifian, H., & Hazarjaribi, A. (2008). *The Principles and Operations of Weather and Climatology from the Perspective of Agriculture*. Sabevar, Azhand.

70- Shojaei Moghadam, R., Nasiri, B., & Tahmasebipour, N. (2019). Investigation and analysis of cycles and spatial correlation model of Iranian monthly rainfalls. *Geographical Sciences*, *18*(51), 235-251. https://sid.ir/paper/102313/en. (In Persian with English abstract)

71- Stone, R.S., Dutton, G.E., & DeLuisi, J.J. (1989). Surface radiation and temperature variations associated with cloudiness at the South Pole. *Antarctic Journal*, *24*, 230-232.

72- Tali, PA., Nanda, AA., & Bhat, MM. (2021). Seasonal Spatio-Temporal Variability in Temperature over North Kashmir Himalayas Using Sen Slope and Mann-Kendall Test. *Climatology Weather Forecast*. Vol. 9 Iss. 5 No.288

73- Wendler, G., Moore, B., Hartmann, B., Stuefer, M., & Flint, R. (2004). Effects of multiple reflection and albedo on the net radiation in the pack ice zones of Antarctica. *Geophysical Research: Atmospheres*, *109*(6), 1-8. https://doi.org/10.1029/2003JD003927

74- Wilks, D.S. (2019). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Publisher Elsevier.4th Edition.

75- World Meteorological Organization (WMO). (2008). *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*. Seventh edition, No. 8, Part I: Measurement of Meteorological Variables, Chapter 15: Observation of Clouds. https://doi.org/10.25607/OBP-1528

76- Zarfeshani, A., & Jahangir, M. H. (2021). The Isfahan values of temperature and precipitation forecast based on two fine scale models Lars_WG and SDSM and Artificial Neural Network Method. *Iranian Journal of Irrigation & Drainage*, *15*(1), 38-49. (In Persian with English abstract). https://doi.org/20.1001.1.20087942.1400.15.1.4.4

77- Zhang, X., Liang, S., Wild, M., & Jiang, B. (2015). Analysis of surface incident shortwave radiation from four satellite products. *Remote Sensing of Environment*, *165*, 186-202. https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.05.015